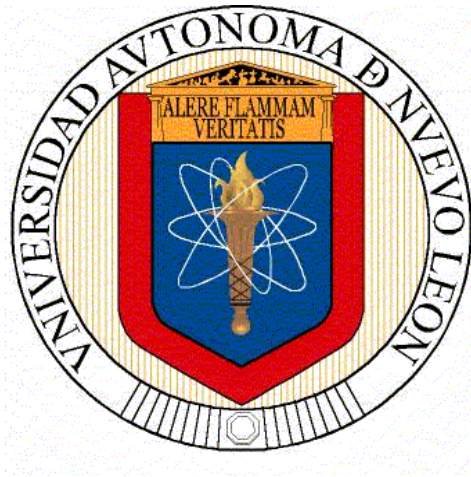


UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN  
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



TESIS

ESTUDIO DE LOS PRINCIPALES MECANISMOS DE FOSILIZACIÓN EN ROCAS  
DE LA FORMACIÓN CUPIDO, BARREMIANO-APTIANO DEL NORESTE DE  
MÉXICO

PRESENTA  
YESICA EDITH GÓMEZ MANCHA

COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL GRADO DE  
MAESTRÍA EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

DICIEMBRE, 2015



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN  
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



TESIS

ESTUDIO DE LOS PRINCIPALES MECANISMOS DE FOSILIZACIÓN EN  
ROCAS DE LA FORMACIÓN CUPIDO, BARREMIANO-APTIANO DEL  
NORESTE DE MÉXICO

ELABORADA POR  
YESICA EDITH GÓMEZ MANCHA

Ha sido aceptada como requisito parcial para obtener el grado de  
**MAESTRÍA EN CIENCIAS GEOLÓGICAS**  
VO. BO.

---

DRA. ELIZABETH CHACÓN BACA  
DIRECTORA DE TESIS

LINARES, NUEVO LEÓN,

DICIEMBRE, 2015



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN  
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



## TESIS

ESTUDIO DE LOS PRINCIPALES MECANISMOS DE FOSILIZACIÓN EN  
ROCAS DE LA FORMACIÓN CUPIDO, BARREMIANO-APTIANO DEL  
NORESTE DE MÉXICO

ELABORADA POR  
YESICA EDITH GÓMEZ MANCHA

Ha sido aceptada como requisito parcial para obtener el grado de  
MAESTRÍA EN CIENCIAS GEOLÓGICAS  
VO. BO. DEL COMITÉ DE TITULACIÓN

---

DRA. ELIZABETH CHACÓN BACA

---

M.C. FERNANDO NÚÑEZ USECHE, UNAM

---

M.C. AUGUSTO A. RODRÍGUEZ DÍAZ, UNAM

LINARES, NUEVO LEÓN

DICIEMBRE, 2015

Por este conducto declaro bajo protesta, haber realizado esta tesis de manera personal, con apoyo de mi Comité de Titulación y con la asesoría de la literatura citada en la misma.

---

Biol. Yesica Edith Gómez Mancha  
Diciembre, 2015



## DEDICATORIA

*A mi madre y hermanos*

*A la memoria mi padre José Gómez Muñoz (+)*

*A mi mascota "Perry" que siempre me recibe con alegría, en los buenos y malos momentos de mi vida.*

# AGRADECIMIENTOS

A Dios y al destino por encaminarme en la geología que me ha traído satisfacciones y pocos sinsabores en mi vida.

A la Universidad Autónoma de Nuevo León (UANL) y Facultad Ciencias de la Tierra, por brindarme una vez más la oportunidad de seguir superándome continuando con mis estudios de posgrado.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por otorgarme la beca durante mis estudios de posgrado. A la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), especialmente al instituto de Geofísica y Geología por brindarme un espacio durante mi estancia, así como por hacer uso de las instalaciones.

A mi asesora y amiga la Dra. Elizabeth Chacón Baca que depuso en mí su confianza para poder llevar a cabo esta tesis, a pesar de los comentarios. Asimismo, quiero agradecerle su paciencia, sus consejos, su conocimiento y su apoyo económico, que sin ellos no habría sido posible finalizar en tiempo y forma, este trabajo.

A mi co-asesor, M.C. Fernando Núñez Useche por el gran interés en este trabajo, por apoyarme con sus conocimientos y por su paciencia al explicarme con detalle cada proceso que no entendía y por darme un espacio en el Instituto de Geología, UNAM, cuando más lo necesitaba, además de su amistad invaluable. De igual manera quiero agradecer a mi co-asesor el M.C. Augusto Rodríguez Díaz, por sus conocimientos, su paciencia en explicarme y en ocasiones escucharme y darme consejos en situaciones personales. También por otorgarme un espacio en el Instituto de Geofísica, UNAM, durante mi estancia.

A los docentes de la FCT, en especial al Lic. Roberto Soto Villalobos y al Dr. Sóstenes Méndez Delgado que desde antes de entrar al posgrado de la facultad me dieron un espacio en sus cubículos para poder realizar mis actividades académicas, además de ofrecerme su amistad, que ha sido muy importante durante el transcurso de estos dos años.

Al personal técnico de la FCT: Víctor Beraza Cardona por la elaboración de láminas delgadas y por su apoyo moral.

A la Dra. Margarita Reyes Salas y a la Dra. Blanca Sonia Angeles García del Instituto de Geología, UNAM, por ayudarme en la realización del recubrimiento de mis láminas delgadas y por el uso del microscopio de barrido, así como por su amistad.

A mis compañeros de licenciatura que durante mi semestre cero y una vez ingresada en la FCT me enseñaron lo bonito de todos los ámbitos de la geología: Yahaira, Tony, Milton Gómez (el mito), Wacho, Alexis, Víctor, Gerardo, Carlos Gómez, Brayan, Daniel, Carlos, Diego, Suiza, Alex, Jaime, Roberto, Caro, Flor, Oralia entre muchos otros que aunque quizá no tengamos contacto hasta estos días, aun así les agradezco porque fueron parte de mi desarrollo en esta etapa.

A mis compañeros de posgrado: Lupita (show), Xavier, Ana, Javier, Jorge, Luis Gerardo, Cesar, Felipe, Carmen, Paulina, Fredy, Silverio, Ray, Edgar, Rocío, Fermín, Moi, Adryan, Angélica, que de alguna forma contribuyeron a mi formación académica, con sus enseñanzas sobre geología y apoyo moral en su momento.

A mis compañeros de la UNAM: Rubén y Gaby del posgrado del Instituto de Geología, y especialmente a mis amigas del Instituto de Geofísica Marce y Marichuy que gracias a su apoyo, ánimos y enseñanzas lograron que finalizara este trabajo, las quiero.

A mis amigos chilangos: Andrea, Leo, Irving y Ara que me dieron su apoyo en todo momento, a Dany por su contribución en la realización de mapas de esta tesis y sus enseñanzas para la realización de los mismos.

A mis amigos de toda la vida: Roxana, Ale, Eury, Gala, Bere, Isaac, Milton, que siempre han estado ahí apoyándome incondicionalmente en las buenas y en las malas. A las nuevas amistades: Yajaira, Mariela, Armando, Leon y todos aquellos a quienes involuntariamente omito, pero que de una u otra forma han sido parte de esta etapa tan importante en mi trayectoria.

*"Gracias.... ¡Totales!"  
Gustavo Cerati, 19 de noviembre de 2009*

# Contenido

Contenido	
Índice de Figuras	I
Índice de Tablas	IV
Resumen	VI
Abstract	VII
	Páginas
Capítulo I: Generalidades	1
1.1 Introducción	1
1.2 Antecedentes	2
1.3 Justificación	5
1.4 Hipótesis	5
1.5 Objetivo Principal	6
1.6 Objetivos Específicos	6
1.7 Área de Estudio	6
1.7.1 Localización y descripción geográfica	6
1.8 Materiales y Métodos	9
1.8.1 Trabajo de campo	9
1.8.2 Análisis Petrográfico	9
1.8.3 Microscopio electrónico de barrido (SEM)	10
1.8.4 Análisis Geoquímico por Microsonda	12
Capítulo II: Conceptos Básicos	13
2.1 Definición de fósil	13
2.2 Tafonomía y Fosilización	14
2.3 Tipos de Fosilización	15
2.5 Geoquímica de condiciones paleoambientales y de procesos diagenéticos	16
Capítulo III: Marco Geológico Regional	21
3.1 Marco Paleogeográfico	21
3.2 Litoestratigrafía de Cupido y Cupidito	25
3.3 Contenido Fósil	27
Capítulo IV: Análisis de microfacies, procesos de fosilización y geoquímica mineral	29
4.1 Características de las secciones estudiadas	29
4.1.1 Potrero de García	29
4.1.2 Cañón de la Huasteca	32

4.1.3 Puerto México	33
4.2 Microfacies	39
<b>4.2.1 Potrero de García</b>	40
4.2.2 Asociación de microfacies PG1	40
4.2.3 Asociación de microfacies PG2	40
4.2.4 Asociación de microfacies PG3	40
<b>4.2.5 Cañón de la Huasteca</b>	43
4.2.6 Asociación de microfacies CLH1	43
4.2.7 Asociación de microfacies CLH2	45
4.2.8 Asociación de microfacies CLH3	46
4.2.9 Asociación de microfacies CLH4	47
4.2.10 Asociación de microfacies CLH5	49
4.2.11 Asociación de microfacies CLH6	51
4.2.12 Asociación de microfacies CLH7	53
4.2.13 Asociación de microfacies CLH8	57
<b>4.2.14 Puerto México</b>	57
4.2.15 Asociación de microfacies PM1	57
4.2.16 Asociación de microfacies PM2	57
4.2.17 Asociación de microfacies PM3	60
4.2.18 Asociación de microfacies PM4	62
4.2.19 Asociación de microfacies PM5	64
4.3 Procesos de Fosilización	68
<b>4.3.1 Potrero de García</b>	68
<b>4.3.2 Cañón de la Huasteca</b>	70
<b>4.3.3 Puerto México</b>	71
4.4 Comparación con la parte occidental de Cupido: Presa Francisco Zarco	73
4.5 Química mineral y Microscopia electrónica	75
4.5.1 Microsonda Electrónica (electron-microprobe analyzer, EMPA)	75
Capítulo V: Discusión e interpretación	90
5.1 Interpretación paleoambiental	90
5.2 Química mineral en corales	94
5.3 Procesos de fosilización de la Formación Cupido	97

Capítulo VI: Conclusiones
Referencias Bibliográficas

101
104

<b>Índice de Figuras</b>	<b>Páginas</b>
<b>Figura 1. Mapa de localización de las localidades en estudio.</b>	<b>8</b>
<b>Figura 2. Distribución de las 26 microfacies estándar (SMF).</b>	<b>11</b>
<b>Figura 3. Esquema simplificado propuesto para los procesos de fosilización.</b>	<b>14</b>
<b>Figura 4. Distribución de las Plataformas Carbonatadas durante el Aptiano a nivel mundial y en México.</b>	<b>21</b>
<b>Figura 5. Mapa paleogeográfico del Noreste de México mostrando la Formación Cupido para el Barremiano Tardío.</b>	<b>23</b>
<b>Figura 6. Mapa paleogeográfico para el Aptiano Temprano y Medio.</b>	<b>24</b>
<b>Figura 7. Litoestratigrafía y distribución por edad de las unidades litoestratigráficas del Barremiano-Albiano del Noreste de México</b>	<b>26</b>
<b>Figura 8. Potrero de García, García, Nuevo León.</b>	<b>29</b>
<b>Figura 9. Banco de rudistas.</b>	<b>30</b>
<b>Figura. 10. Laminación alternada interpretada como tapetes microbianos estratiformes.</b>	<b>30</b>
<b>Figura. 11. Bioturbación moderada.</b>	<b>31</b>
<b>Figura 12. Bioturbación intensa.</b>	<b>31</b>
<b>Figura 13. Cañón de la Huasteca.</b>	<b>32</b>
<b>Figura. 14. Caliza con abundantes rudistas.</b>	<b>33</b>
<b>Figura 15. Puerto México</b>	<b>34</b>
<b>Figura. 16. Fragmentos de tapetes tipo estromatolito hemisferoide de 1-2 cm de espesor y lateralmente unidos.</b>	<b>34</b>
<b>Figura. 17. Invertebrados rudistas y fragmentos de tapetes microbianos fosilizados.</b>	<b>35</b>
<b>Figura. 18. Rudista y coral.</b>	<b>36</b>
<b>Figura. 19. Ejemplar de <i>Douvilleiia skeltoni</i>.</b>	<b>36</b>
<b>Figura. 20. Rudistas presentes en Puerto México en diferentes cortes.</b>	<b>37</b>
<b>Figura. 21. Coral de Puerto México, Galeana, Nuevo León.</b>	<b>38</b>
<b>Figura. 22. Dos tipos de corales presentes en Puerto México, Galeana, Nuevo León (reportados por primera vez en Torres de la Cruz, 2011).</b>	<b>39</b>
<b>Figura. 23. Asociación de microfacies PG1.</b>	<b>41</b>
<b>Figura. 24. Asociación de microfacies PG2.</b>	<b>42</b>
<b>Figura. 25. Asociación de microfacies PG3.</b>	<b>44</b>
<b>Figura. 26. Asociación de microfacies CLH1.</b>	<b>46</b>

<b>Figura. 27. Asociación de microfacies CLH2.</b>	<b>48</b>
<b>Figura. 28. Asociación de microfacies CLH3.</b>	<b>50</b>
<b>Figura. 29. Asociación de microfacies CLH4.</b>	<b>52</b>
<b>Figura. 30. Asociación de microfacies CLH5.</b>	<b>54</b>
<b>Figura. 31. Asociación de microfacies CLH6.</b>	<b>55</b>
<b>Figura. 32. Asociación de microfacies CLH7.</b>	<b>56</b>
<b>Figura. 33. Asociación de microfacies CLH8.</b>	<b>58</b>
<b>Figura. 34. Asociación de microfacies PM1.</b>	<b>59</b>
<b>Figura. 35. Asociación de microfacies PM2.</b>	<b>61</b>
<b>Figura. 36. Asociación de microfacies PM3.</b>	<b>63</b>
<b>Figura. 37. Asociación de microfacies PM4.</b>	<b>65</b>
<b>Figura. 38. Asociación de microfacies PM5.</b>	<b>66</b>
<b>Figura. 39. Proceso de Reemplazamiento diferencial.</b>	<b>69</b>
<b>Figura. 40. Proceso de Permineralización.</b>	<b>70</b>
<b>Figura. 41. Proceso de Reemplazamiento diferencial.</b>	<b>71</b>
<b>Figura. 42. Proceso de Reemplazamiento diferencial.</b>	<b>72</b>
<b>Figura. 43. Proceso de Reemplazamiento diferencial.</b>	<b>72</b>
<b>Figura. 44. Procesos de Reemplazamiento diferencial.</b>	<b>73</b>
<b>Figura. 45. Procesos de Permineralización y Reemplazamiento diferencial.</b>	<b>74</b>
<b>Figura. 46. Muestras de Corales.</b>	<b>76</b>
<b>Figura. 47. Imágenes de SEM de electrones retrodispersados (BSE) y secundarios (SE) de Corales.</b>	<b>77</b>
<b>Figura. 48. Imágenes de SEM de electrones retrodispersados</b>	<b>78</b>
<b>Figura. 49. Imágenes de SEM de electrones retrodispersados (BSE) de diferentes fósiles.</b>	<b>78</b>
<b>Figura. 50. Imágenes de SEM de electrones retrodispersados (BSE) de Coral Reciente de Cancún.</b>	<b>79</b>
<b>Figura. 51. Diagrama de análisis semicuantitativo (EDS) por microsonda electrónica.</b>	<b>79</b>
<b>Figura. 52. Diagrama de análisis semicuantitativo (EDS) por microsonda electrónica.</b>	<b>80</b>



<b>Figura. 53. Gráficos ternarios de minerales de carbonato: calcita (Ca), dolomita (Mg), siderita (Fe) y rodocrosita (Mn).</b>	<b>80</b>
<b>Figura. 54. Diagrama.</b>	<b>84</b>
<b>Figura. 55. Gráficos de regresión lineal.</b>	<b>86</b>
<b>Figura. 56. Gráficos de regresión lineal.</b>	<b>87</b>
<b>Figura. 57. Gráficos de regresión lineal.</b>	<b>88</b>
<b>Figura. 58. Gráficos de regresión lineal.</b>	<b>89</b>
<b>Figura. 59. Interpretación ambiental de las asociaciones de microfacies de las diferentes localidades analizadas.</b>	<b>92</b>

<b>Lista de Tablas</b>	<b>Páginas</b>
Tabla 1. Sistema de clasificación para rocas carbonatadas según Dunham (1962) y su ampliación según Embry & Klovan (1972) (Modificada a partir de Flügel, 2004).	10
Tabla 2. Tipos de Fosilización, según Cook <i>et al.</i> 1961, Schopf, 1975, Lauginiger, 1988, Donovan, 1991, Pardo, 1996.	15
Tabla 3. Abundancia de granos esqueléticos y no esqueléticos de la asociación de microfacies PG1.	42
Tabla 4. Abundancia de granos esqueléticos y no esqueléticos de la asociación de microfacies PG2.	43
Tabla 5. Abundancia de granos esqueléticos y no esqueléticos de la asociación de microfacies PG3.	45
Tabla 6. Abundancia de granos esqueléticos y no esqueléticos de la asociación de microfacies CLH1.	47
Tabla 7. Abundancia de granos esqueléticos y no esqueléticos de la asociación de microfacies CLH2.	49
Tabla 8. Abundancia de granos esqueléticos y no esqueléticos de la asociación de microfacies CLH3.	51
Tabla 9. Abundancia de granos esqueléticos y no esqueléticos de la asociación de microfacies CLH4.	53
Tabla 10. Abundancia de granos esqueléticos y no esqueléticos de la asociación de microfacies CLH5.	54
Tabla 11. Abundancia de granos esqueléticos y no esqueléticos de la asociación de microfacies CLH6.	55
Tabla 12. Abundancia de granos esqueléticos y no esqueléticos de la asociación de microfacies CLH7.	56
Tabla 13. Abundancia de granos esqueléticos y no esqueléticos de la asociación de microfacies CLH8.	58
Tabla 14. Abundancia de granos esqueléticos y no esqueléticos de la asociación de microfacies PM1.	60
Tabla 15. Abundancia de granos esqueléticos y no esqueléticos de la asociación de microfacies PM2.	62
Tabla 16. Abundancia de granos esqueléticos y no esqueléticos de la asociación de microfacies PM3.	64
Tabla 17. Abundancia de granos esqueléticos y no esqueléticos de la asociación de microfacies PM4.	65

<b>Tabla 18. Abundancia de granos esqueléticos y no esqueléticos de la asociación de microfacies PM5.</b>	<b>66</b>
<b>Tabla 19. Asociación de microfacies de las secciones analizadas.</b>	<b>67</b>
<b>Tabla 20. Procesos de fosilización de las localidades analizadas y la localidad comparativa</b>	<b>74</b>
<b>Tabla 21. Química mineral mediante EMPA (electron-microprobe analyzer)</b>	<b>81</b>
<b>Tabla 22. Cálculo de fórmula estructural de minerales de carbonato, con base en el balance de cargas y CO<sub>3</sub> fijo.</b>	<b>82</b>
<b>Tabla 23. Contenido de elementos mayores y traza en muestras fósiles.</b>	<b>83</b>
<b>Tabla 24. Contenido de elementos mayores y traza en muestras de coral reciente.</b>	<b>84</b>
<b>Tabla 25. Coeficiente de correlación de Pearson (r).</b>	<b>85</b>
<b>Tabla 26. Relación Al/(Al+Fe+Mn) en muestras de fósiles y corales recientes.</b>	<b>85</b>

## Resumen

Aunque el papel principal de los fósiles en el ámbito científico actual es contribuir a la resolución de problemas de correlación biostratigráfica y geocronológica, existen muchas etapas y factores que se desconocen sobre el proceso de fosilización. Aún más, estas tareas dependen de la interpretación de los fósiles y del grado de conservación que éstos presentan. En este trabajo se analizaron los procesos de fosilización y diagénesis en algunas localidades cretácicas cuyos estudios previos permiten su correcta ubicación estratigráfica. El objetivo de la presente tesis fue identificar, describir e interpretar los tipos de fosilización presentes en algunas secuencias representativas de la Formación Cupido del noreste de México, generando nueva información paleobiológica que aporte datos para la reconstrucción paleoambiental. La metodología utilizada incluyó un trabajo de campo sistemático en tres localidades de Nuevo León: Potrero de García, Cañón de la Huasteca y Puerto México en paralelo con el análisis microfacial de láminas petrográficas representativas de cada localidad, en conjunción con una sección representativa de la Formación Cupido (Presa Francisco Zarco, Durango) utilizada como referencia. Dicha información se enriqueció con una caracterización geoquímica preliminar de algunos de los fósiles más representativos de corales, equinodermos y dasicladáceas mediante microsonda electrónica (electron-microprobe analyzer, EMPA). Los resultados más relevantes obtenidos a lo largo de este estudio incluyen la identificación de los diferentes tipos de fosilización tanto en campo como en lámina petrográfica, la descripción detallada de sus respectivas microfacies y la caracterización del proceso de fosilización por reemplazamiento diferencial en la mayoría de las muestras revisadas. También se identificaron diferentes procesos diagenéticos de sedimentación interna, cementación tardía y temprana, neomorfismo agradante, y en algunos ejemplares fósiles y de modo muy localizado, el proceso de fosilización de permineralización por silificación. Se reconocieron 16 asociaciones de microfacies, muchas de las cuales se ubicaron en las microfacies estándar FZ7, FZ8 y FZ6. Los procesos de fosilización de las localidades analizadas coincidieron con ambientes de margen de plataforma y facies lagunares. Entre las localidades analizadas destaca Puerto México por ser paleobiológicamente más rica en diversidad, abundancia y tipos de fósiles. Geoquímicamente las muestras analizadas indicaron una pobre preservación de mineralogía original debido a un

alto recambio mineral que contrasta con su relativamente buena preservación morfológica. Las muestras analizadas como indicadores de ambientes no fueron significativas estadísticamente.

## **Abstract**

Although the main role of fossils within the current scientific perspective is their contribution to evolutionary, biostratigraphic and geochronologic problems, there are still many stages and unknown factors during the fossilization processes in general. Even more, these tasks depend on fossil interpretation and preservation degree. This work addresses fossilization and diagenetic processes in fossils derived from previously studied Cretaceous outcrops from which the exact stratigraphic location is well-known. The aim of this thesis was to identify, describe and interpret fossilization processes derived from Cupido Formation sequences in northeastern Mexico to add new palaeobiological information for paleoenvironmental reconstruction. Applied methodology included a systematic field work in three known Cupido outcrops: Potrero de García, Huasteca Canon and Puerto Mexico outcrops, in parallel with a microfacial analysis from their corresponding petrographic-thin-sections in conjunction with a reference outcrop (Presa Francisco Zarco, Durango). The resulting information was further enriched with a preliminary geochemical characterization of the most represented fossils (corals, dasycladacea algae and echinoderm fragments) by EMPA studies. The most relevant results obtained throughout this work comprise different fossilization types in both, field and petrographic samples, a detailed microfacial description and the characterization of the commonest fossilization and diagenetic processes. Differential replacement is the dominant fossilization process while internal sediment fill, early and late-cementation and aggrading neomorphism are among the main diagenetic processes in most samples revised. In certain cases and as a highly-localized process, permineralized silicification also was observed only in some fossil exemplars. Sixteen microfacial associations were identified, most of them within the FZ7, FZ8 y FZ6 from Wilson standard model. Fossilization processes in all analyzed localities reflect margin platform environments and lagoonal facies. From all analyzed localities, Puerto Mexico is palaeobiologically richer in diversity, abundance and fossil types. Geochemically analyzed fossils indicate a relatively poor preservation of their original mineralogy due to a high mineral exchange that contrast with their relatively-well morphological preservation. The geochemical

analysis revealed that corals, algae or echinoderms are not statistically significant as environmental markers.

# Capítulo I: Generalidades

## 1.1 Introducción

Los fósiles son restos o señales de una entidad biológica del pasado que han sido conservados en los sedimentos o secuencias rocosas. Si bien las principales contribuciones de los fósiles son para correlación bioestratigráfica y como parámetros geocronológicos, el proceso de fosilización que abarca diversas faases es interesante desde el punto de vista teórico, sin tomar en cuenta su gran utilidad. Sin embargo, estas tareas no son fáciles de resolver, puesto que dependen de la interpretación de los fósiles y del grado de conservación que éstos presenten. En ocasiones, las partes fosilizadas no presentan un estado físico y/o químico adecuado que permita una identificación confiable ó la obtención de datos que puedan ser correctamente interpretados.

Por lo anterior, además de la identificación de los grupos taxonómicos, el estudio del registro fósil debe comprender la descripción de los procesos y mecanismos de alteración; es decir, un estudio tafonómico. La tafonomía se define como un subsistema conceptual de la Paleontología (Fernández-López, 1991) que aspira a explicar cómo se ha originado y qué modificaciones ha experimentado el registro fósil. Los procesos de fosilización producen la destrucción parcial o total de la morfología de los organismos, pero ofrecen una ganancia de información tafonómica sobre los procesos que han sufrido los fósiles en los sedimentos (Molina, 2004). Estos procesos son regidos principalmente por (1) la propia naturaleza de los organismos, su composición y estructura, que dictamina la eliminación de los restos menos resistentes o conservados, y (2) las condiciones ambientales del medio sedimentario, que condicionan tanto el tipo de organismos presentes, su distribución y abundancia, así como los mecanismos y procesos que actúan sobre ellos para su conservación.

El presente trabajo se enfoca en la caracterización petrográfica y geoquímica de algunos procesos de fosilización observados en la sucesión sedimentaria de la Formación Cupido, en el

norte de México, con base en el análisis de cuatro localidades diferentes. Así mismo, esta investigación consistió en realizar el estudio “clásico” de una petrografía exhaustiva de microfacies en cada localidad.

Las rocas de esta formación son la evidencia de una extensa plataforma carbonatada somera que se formó durante el lapso Barremiano-Aptiano (Barragán-Manzo y Díaz-Otero, 2004) y cuyo ahogamiento durante el Aptiano estuvo marcado por el depósito transgresivo de la unidad Cupidito y la subsiguiente acumulación de las margas y calizas margosas de la Formación La Peña (Imlay, 1937; Humphrey, 1949; Zwanziger, 1978; Goldhammer *et al.*, 1990; Lehmann *et al.*, 1999; Barragán-Manzo y Díaz-Otero, 2004; Núñez-Useche y Barragán-Manzo, 2012). Los resultados presentados en esta tesis constituyen a una pequeña contribución más al conocimiento del registro fósil del norte de México durante el Cretácico Inferior. Este trabajo evidencia las condiciones paleoambientales durante la existencia de estos organismos, el grado de preservación de los fósiles y los procesos relacionados a la fosilización.

## 1.2 Antecedentes

En el noreste de México, la plataforma carbonatada Cupido del Barremiano-Aptiano representa una de las mayores plataformas cretácicas del proto- Atlántico Norte (Lehmann *et al.*, 1999). Esta plataforma se desarrolló entre el basamento del bloque de Coahuila y un margen arrecifal que consistía hacia el este de corales y rudistas, y al sur de barras oolíticas de alta energía (Conklin y Moore, 1977; Wilson y Piali, 1977; Selviy y Wilson, 1985; Goldhammer *et al.*, 1991). Este margen bordeaba la costa del Golfo de México desde el sur de Louisiana hasta Texas (Formación Sligo) y al sur de Monterrey en la Sierra Madre Oriental, donde cambiaba su rumbo abruptamente hacia el oeste, a lo largo del frente norte de la Sierra de Parras (Wilson, 1990; Wilson y Ward, 1993). Estos depósitos están representados por la Formación Cupido descrita por primera vez por Imlay (1937) en Sierra de Parras como una secuencia de calizas de capas predominantemente medianas con concreciones de pirita y pedernal.



Algunos de los trabajos relevantes a esta investigación de la Formación Cupido fueron realizados por primera vez por García (1971) y Zwanzinger (1978), quienes definieron los términos formacionales en función del ambiente de depósito para esta unidad: Formación Cupido en la zona de plataforma, arrecife Cupido en la zona con bancos arrecifales y Formación Tamaulipas Inferior en la zona de cuenca. Más tarde, Conklin y Moore (1977) dividieron la sucesión sedimentaria de la Formación Cupido en seis litofacies (A a F). Según estos autores, mientras de la unidad A (calizas de cuenca) a la unidad E (plataforma perimareal) existe una clara somerización y progradación a gran escala, la unidad F (rampa carbonatada) representa una unidad transgresiva que marca el inicio de la retrogradación de la Plataforma Cupido. Esta última unidad es posteriormente denominada por Wilson y Pialli (1977) y Wilson (1981) como unidad Cupidito, quienes además sugirieron que la depositación de carbonatos de aguas someras de la Formación Cupido ocurrió desde el suroeste de Saltillo, Coahuila y en todo el norte de Nuevo León hasta el norte de Texas, EUA.

Lehmann *et al.* (1998, 1999; 2000) realizaron estudios al norte de la Cuenca de Parras sobre las características morfológicas, estructurales y geoquímicas de las plataformas cretácicas. Estos investigadores hicieron una descripción de facies para definir paleoambientes de estratos del Barremiano-Albiano, identificando en la Formación Cupido facies de plataforma restringida y mar abierto. También utilizaron métodos geoquímicos como luz transmitida y catodoluminiscencia para identificar alteraciones en fósiles, análisis de isótopos estables y de isótopos de Sr para dar nuevos datos bioestratigráficos, sobre la evolución de estas plataformas carbonatadas.

Investigaciones más recientes como la de Murillo-Muñeton y Dorobek (2003) documentaron las relaciones estratigráficas y de litofacies de los montículos de esponjas (*mounds*) en la Formación Cupido, en el área del Cañón de Bustamante. Barragán-Manzo y Díaz-Otero (2004) y Núñez-Useche y Barragán-Manzo (2012) estudiaron la Formación Cupido en la Sierra de Rosario, Durango y mediante el análisis de microfacies encontraron depósitos perimareales típicos de una laguna somera carbonatada, del margen arrecifal y del frente arrecifal. Estos autores

asignaron una edad Berramiana-Aptiana a la unidad Cupidito y construyeron un modelo para explicar el ahogamiento del sistema carbonatado de Cupido. Torres de la Cruz (2011,2014) realizó un análisis de microfacies en la Formación Cupido, en la localidad Puerto México, Galeana, Nuevo León, donde incluyó tapetes microbianos fosilizados, estromatolitos, algas calcáreas, foraminíferos y rudistas para determinar la localidad como facies arrecifales. Este autor también abordó la comparación en manifestaciones microbianas de sedimentos de Puerto México, con La Huasteca y García, Monterrey, Nuevo León, interpretando a los carbonatos estromatolíticos de PM como la base de la Formación Cupido. Núñez-Useche *et al.* (2015) asoció los depósitos ricos en materia orgánica dentro de la unidad Cupidito al Evento Anóxico Oceánico 1a (OAE 1a) del Aptiano temprano, y sugirió que, a diferencia de la mayoría de las plataformas carbonatadas en el Tetis, la plataforma Cupido sobrevivió a dicho evento global.

En la literatura científica existen relativamente pocos trabajos que abordan los procesos de fosilización como objeto de estudio, es decir, como proceso que se pueda detallar y estudiar secuencialmente, aunque existe suficiente información implícita de forma fragmentaria. Entre los estudios más destacados destaca el de Cook *et al.* (1961), Schopf (1975), Lauginiger (1988), Donovan (1991), y Pardo (1996), entre muchos otros. En dichos trabajo se exponen los tipos de fosilización tales como permineralización, bolas de carbón, compresiones, cementación, preservación autigénica, momificación y preservación por congelación como principales procesos de fosilización. A pesar de que la Formación Cupido tiene un abundante contenido fósil y se han realizado muchos análisis de macro y microfacies, no existen estudios enfocados exclusivamente a los diferentes procesos de fosilización en la plataforma Cupido. Algunos trabajos en la Formación Cupido (Vokes, 1963; Wilson y Piali, 1977; Wilson y Selvi, 1984; Wilson *et al.*, 1984; Selvi y Wilson, 1985; Lehmann *et al.*, 2000) se han enfocado principalmente en las características morfológicas de los corales, un grupo fósil del Cretácico Mexicano muy importante (Filkorn, 2003). Un ejemplo es el género *Cladophyllia*, de ambiente somero, que fue reportado por Wilson y Piali (1977).

### 1.3 Justificación

Aún cuando la Formación Cupido es una de las unidades más ubicuas del noreste de México, altamente fosilífera y con microfacies bien caracterizadas, el análisis de los procesos de fosilización en lámina delgada es muy escaso. Por consiguiente, en este estudio se abordó la identificación a nivel de macro y microescala, de los procesos de fosilización más dominantes en cuatro localidades de Cupido previamente caracterizadas. Este proyecto aportó información valiosa sobre las variedades de preservación en los diversos fósiles, que además de los procesos de fosilización, ayudan a situarlos dentro de un contexto paleobiológico, geológico y evolutivo adecuado.

En la literatura (Cook *et al.* 1961, Schopf, 1975, Donovan, 1991, Pardo, 1996, Fernández-López, 1999) se ha visto que los procesos de fosilización favorecen la generación de hidrocarburos o la formación de yacimientos de plomo-zinc en facies arrecifales, como es el caso de la Plataforma Carbonatada Cupido. El estudio de estos procesos sirve como una guía regional para la prospección de georecursos hidrocarburos o yacimientos minerales típicos de ambientes de plataforma. En términos paleobiológicos, el estudio de los corales fósiles es de vital importancia para el desarrollo de los arrecifes. Adicionalmente, debido a que éstos organismos son buenos “reservorios” de elementos traza (Bar-Matthews *et al.*, 1993), su análisis es de gran utilidad para estudios geoquímicos con fines de interpretación paleoclimática y procesos geológicos (Allison *et al.*, 2007).

### 1.4 Hipótesis

El contenido fósil preservado en las diferentes localidades donde aflora la Formación Cupido, analizado mediante una caracterización petrográfica y geoquímica, permitieron inferir los cambios laterales y verticales de las cuatro localidades representativas de la plataforma de Cupido. Además, permitió inferir algunos de los procesos de fosilización y sus posibles implicaciones paleoambientales.

## 1.5 Objetivo Principal

El objetivo de esta tesis consistió en identificar, describir e interpretar los tipos de fosilización presentes en las rocas de la Formación Cupido del Barremiano-Aptiano en el noreste de México mediante el estudio de datos de afloramiento y el análisis petrográfico de láminas delgadas.

## 1.6 Objetivos Específicos

- Análisis de microfacies y determinación las principales características paleoambientes de las localidades estudiadas.
- Comparación de los paleoambientes de la parte occidental y sur de la plataforma carbonatada Cupido.
- Documentación e interpretación los procesos de fosilización presentes en la Formación Cupido.
- Análisis de la química mineral en fósiles específicos de la Formación Cupido que permita inferir el ambiente geoquímico de los procesos de fosilización. Así mismo, comparar estos datos con los obtenidos en restos fósiles recientes de ambiente de plataforma, además de interpretar las condiciones paleoambientales.

## 1.7 Área de Estudio

### 1.7.1 Localización y descripción geográfica

Las localidades estudiadas de la Formación Cupido se ubican en el norte de México, al oeste del Estado de Nuevo León y el este del Estado de Durango (**Fig. 1**).

-Potrero de García (25°50'47"N, 100°31'50"O). Esta sección estratigráfica se localiza en el flanco Sur del Anticlinal de la Sierra del Fraile (municipio de García), sobre el corte de la carretera federal número 40 que conduce de Monterrey a García. En esta área, los estratos de

espesor medio a masivo de la Formación Cupido sobreyacen a la Formación Taraies y subyacen a la Formación La Peña.

-Cañón de la Huasteca (25°36'59"N, 100°27'39"O). Esta sección estratigráfica se ubica en el flanco sur del Anticlinal de Los Muertos, en el área natural protegida "Parque Nacional Cumbres de Monterrey", municipio de Santa Catarina. En esta localidad, los estratos de espesor medio a grueso de calizas de la parte superior de la Formación Cupido afloran casi de forma vertical en las enormes paredes levantadas del cañón, y son cubiertas por las capas delgadas de margas y calizas de a Formación la Peña.

-Puerto México (25°36'59"N, 100°27'39"O). Esta área corresponde al flanco sur de un anticlinal y se sitúa en las inmediaciones del poblado de Puerto México, municipio de Galeana. A la zona se accede mediante la desviación que conduce a Puerto México, ubicada en el kilómetro 200 de la carretera federal número 57. En esta localidad las calizas de la Formación Cupido están representadas por afloramientos con estratos gruesos, usualmente con estratificación ausente.

-Presa Francisco Zarco (25°16' N, 103°46'O). Esta localidad se encuentra en el flanco oeste de un anticlinal con rumbo noroeste-suroeste en el extremo sur de la Sierra del Rosario, sobre el corte de la carretera que conduce a la Presa Francisco Zarco, en el municipio de Lerdo, Durango. La sección estratigráfica se compone de más de 118 m de calizas de espesor medio a masivo de la unidad Cupido, sobreyacidas por la Formación La Peña.

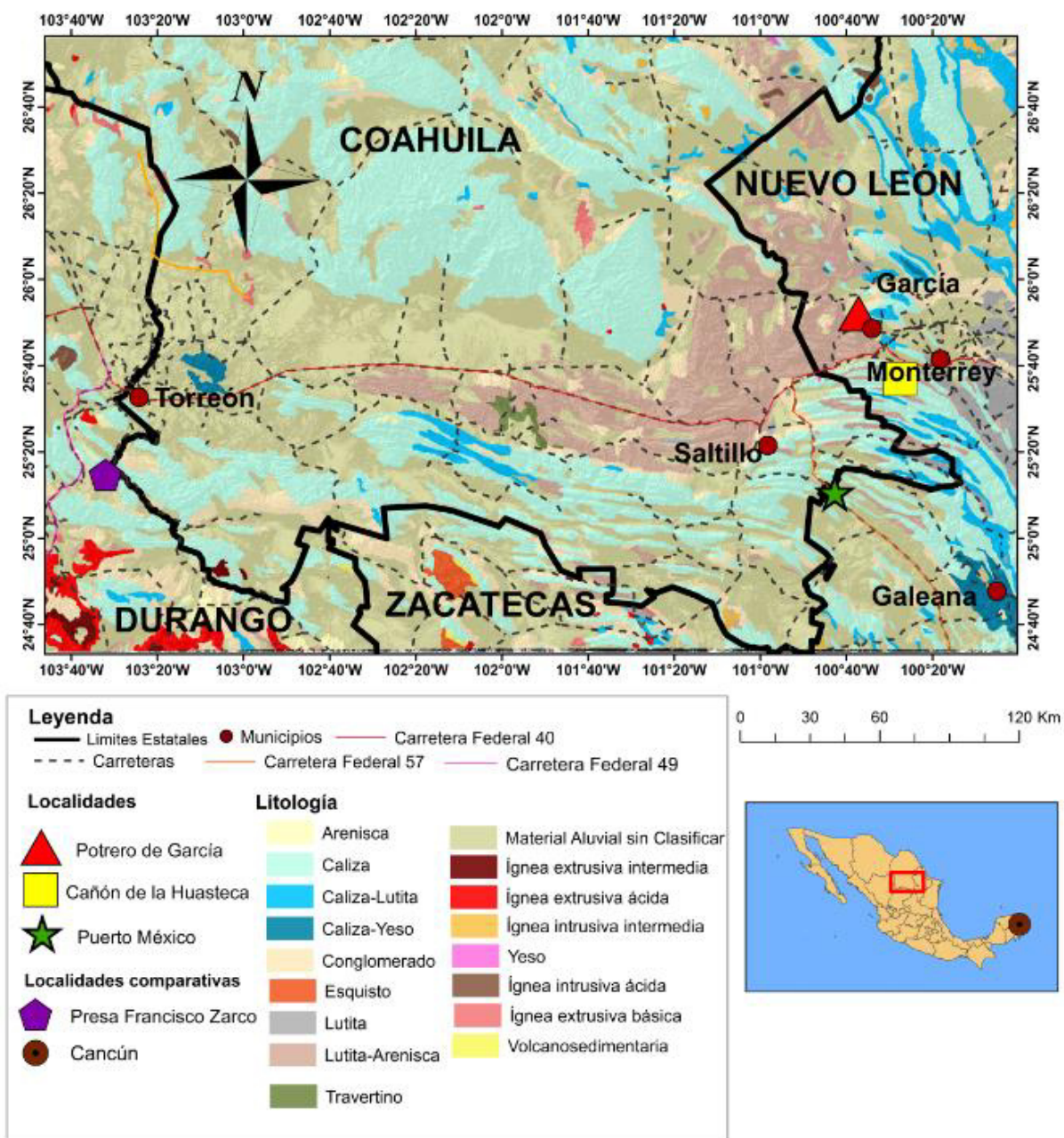


Fig. 1. Mapa de localización de las localidades en estudio. ArcMap™ 10 (ArcGis Platform).

## 1.8 Materiales y Métodos

### 1.8.1 Trabajo de Campo

Las localidades de Potrero de García, Cañón de la Huasteca y Puerto México fueron analizadas en afloramiento durante los trabajos de campo. Este análisis incluyó el registro y documentación de las principales características litológicas (tipo de litología, textura, espesor de los estratos, color, estructuras sedimentarias), y tipos de fósiles (variaciones del tipo de organismos, tamaño, coloración) y su grado de preservación.

### 1.8.2. Análisis Petrográfico

Las muestras colectadas de la localidad de Puerto México fueron preparadas para su observación bajo el microscopio petrográfico en el Laboratorio de Geo-preparación de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL. El estudio petrográfico se realizó con 150 láminas delgadas de las secciones de Potrero de García, Cañón de la Huasteca, Puerto México y la Presa Francisco Zarco, algunas de ellas previamente por Torres de la Cruz (2014) y Núñez (2011).

El análisis de las láminas delgadas se realizó con un microscopio Zeis, Axioplan 2 imaging del Laboratorio de Petrografía y Microtermometría del Departamento de Recursos Naturales del Instituto de Geofísica, UNAM, bajo diferentes aumentos. Las muestras se caracterizaron texturalmente según los lineamientos de Dunham (1962) y de Embry y Klovan (1971) (**Tabla 1**), con especial atención en el tipo de ortoquímicos y aloquímicos. El color de las rocas se evaluó siguiendo la escala de colores definida por la Sociedad Geológica de América (GSA) (Goddard *et al.*, 1948) y la escala de bioturbación de acuerdo a Reineck (1963). Con base en sus características, cada lámina se asignó a una microfacies estándar de Flügel (2004) y se determinó su sitio de depósito según los cinturones de facies de Wilson (1975) (**Fig. 2**). La interpretación ambiental de cada muestra (nivel de energía, grado de oxigenación y luminosidad, entre otros) se realizó siguiendo los lineamientos de Flügel (2004).

**Tabla 1. Sistema de clasificación para rocas carbonatadas según Dunham (1962) y su ampliación según Embry & Klovan (1972) (Modificada a partir de Flügel, 2004).**

Componentes originales no enlazados durante el depósito				Componentes originales enlazados orgánicamente	Textura original no reconocible  Carbonatos cristalinos	>10% de granos granos >2mm		Tipo de enlace orgánico		
Con Matriz			Sin matriz y grano-sostenida			Sostenida por la matriz	Sostenida por la matriz	Organismos que actúan como pantallas	Organismos incrustados y enlazados	Organismos construyendo un edificio rígido
Sostenida por la matriz		Grano-sostenida								
Menos del 10% de granos	Menos del 10% de granos									
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Boundstone	Crystalline	Floatstone	Rudstone	Bafflestone	Bindstone	Framestone

Dunham (1962)

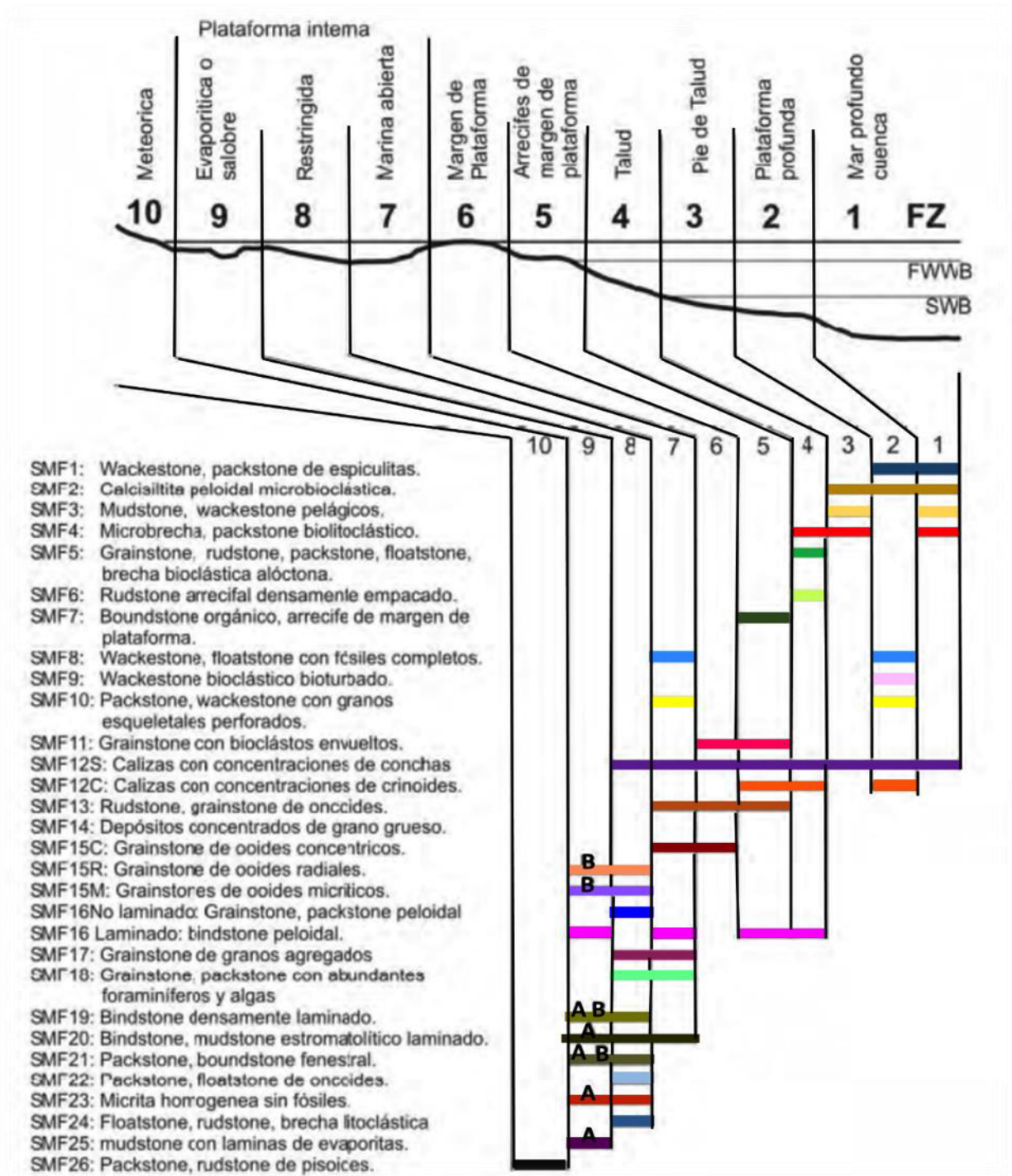
Embry &amp; Klovan (1972)

### 1.8.3 Microscopio electrónico de barrido (SEM)

El microscopio electrónico de barrido (SEM, por sus siglas en inglés: *Scanning Electron Microscopy*) es una técnica que se utiliza para la adquisición de una imagen de la muestra a partir de un barrido de la misma con un haz de electrones, como resultado de la interacción entre los electrones que inciden en la muestra (Melgarejo *et al.*, 2010). En esta investigación se tomaron imágenes de 3 muestras de mano.

La toma de imágenes se realizó con el Zeiss EVO MA 10 del Laboratorio de microscopia electrónica del Instituto de Geología, UNAM. Se observaron las características morfológicas de los ejemplares de corales (reciente y fósil), con alta resolución y un voltaje de 15 kV.





**Fig. 2. Distribución de las 26 microfacies estándar (SMF).** Flügel (2004) definió 10 zonas de facies (FZ) dentro de las definidas por Wilson (1975) y Schlager (2002), para el modelo de plataforma carbonatada bordeada. (Modificado a partir de Flügel, 2004).

#### 1.8.4 Análisis Geoquímico por Microsonda

El análisis por microsonda electrónica (*electron-microprobe analyzer, EMPA*) es una técnica que permite la determinación de la composición química de los minerales individuales o incluso las concentraciones dentro de las partículas (Melgarejo *et al.*, 2010). En este trabajo se analizaron 6 muestras previamente pulidas y montadas sobre un vidrio.

La composición química y mineralógica se obtuvo mediante análisis WDS en calcita, aragonita, dolomita y fases minerales de sílice, considerando elementos mayores como Si, Al, Ca, Mg, Na y K, además de elementos traza tales como Pb, Fe, Mn, Ti, Sr, Ba, Zn en esas fases minerales. Para evidenciar condiciones paleoambientales se utilizaron los elementos K y Na para verificar salinidad del ambiente, Al para relacionarlo con Fe y Mn para evidenciar componentes terrígenos pelágicos y no hidrotermales.

El análisis se determinó con el equipo Jeol JXA 8900R del Laboratorio Universitario de Petrología del Instituto de Geofísica, UNAM. Para este estudio las secciones delgadas una vez analizadas y fotografiadas con el microscopio petrográfico, fueron marcadas con tinta en los puntos de interés, en este caso corales, algas y la matriz carbonatada en las rocas para saber su composición química puntual. Se utilizó un estándar de calcita y cuarzo, un voltaje de 20 kev y una corriente de 15 nA.

## Capítulo II Conceptos Básicos

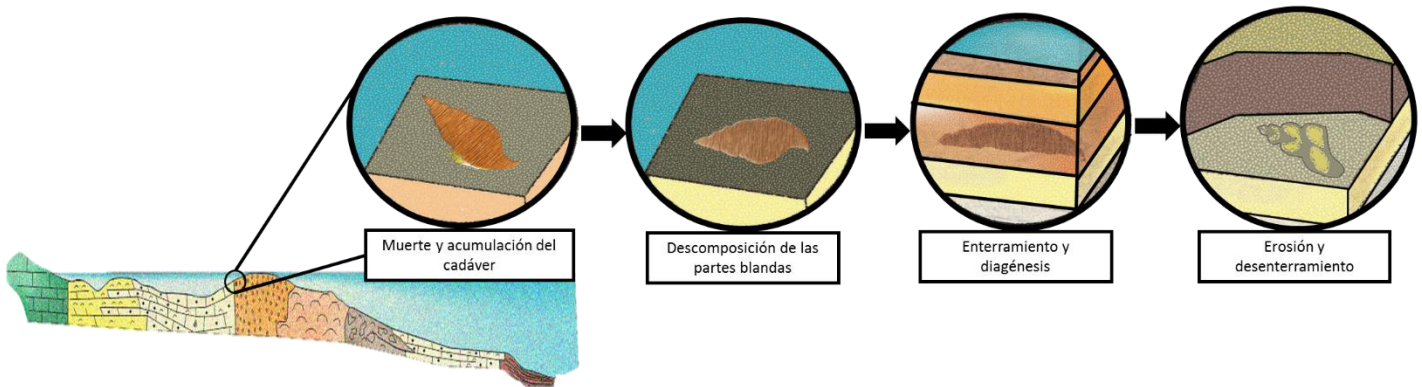
### 2.1 Definición de fósil

La palabra fósil viene del latín *fossilium* que significa desenterrado o excavado, y el término fue aplicado tanto a cristales como a minerales (García *et.al.*, 1999). Este concepto ha sido debatido desde las ideas de Aristóteles y antecesores que consideraban a los fósiles una virtud plástica de las rocas mismas, que permitía que crecieran en ellas; otra perspectiva era el pensamiento noéico que los atribuía a los animales y plantas que murieron durante la catástrofe bíblica (Pardos, 2009).

En la actualidad los fósiles se definen como restos, huellas u otros indicios de organismos que vivieron en otras épocas geológicas, así como a cualquier señal que se haya conservado en la corteza terrestre hasta nuestros días, pudiendo experimentar aspectos físicos y químicos de la roca que los contiene (Molina, 2014).

El proceso de fosilización de un resto orgánico o huella de actividad biológica puede dar inicio cuando hay un enterramiento rápido (Lauginiger, 1988). Son raros los fósiles que se producen fuera del sedimento, como por ejemplo la momificación y congelación. En cualquier caso siempre se presenta una drástica alteración de las condiciones físico-químicas que permiten la vida (Fernández, 1991; Pardo, 1996). Con esto, se puede decir que los ambientes que favorecen la proliferación de vida son los menos indicados para que un resto orgánico llegue a fosilizar. Esto se debe a que la vida tiende a reciclar y a proveer cualquier tipo de residuo orgánico, destruyéndolo en su proceso de asimilación. Por esta razón, para que se inicie el proceso de preservación es importante el aislamiento del medio ambiente original, que se consigue con una alta tasa de sedimentación. El sedimento cubre el resto, alejándolo de los organismos carroñeros y aislándolo de la acción degradadora del oxígeno (Fernández-López, 1999; Pardo, 1996; García *et al.*, 1999). Este tipo de ambientes hipóxicos presentan además otras características que favorece la preservación de los fósiles: la mínima energía del medio

inhibe la destrucción mecánica o la dispersión de los restos (Pardo, 1996). Finalmente la propia compactación del sedimento no permite que la pieza enterrada siga desarticulándose por acción de los agentes erosivos externos (**Fig.3**).



**Fig. 3. Esquema simplificado propuesto para el proceso de fosilización.**

## 2.2 Tafonomía y Fosilización

La tafonomía es el estudio de los procesos naturales de preservación y destrucción, aborda el tema de cómo es que los fósiles representan organismos del pasado, sus patrones evolutivos y eventos biológicos importantes en la historia de la Tierra (Olson, 1980). El concepto proviene del griego y significa “la ciencia de las leyes del enterramiento”, fue acuñado por el paleontólogo ruso I.A. Efremov (1940) que la definió como el estudio de la transición de los restos orgánicos de la biosfera a la litosfera.

En la tafonomía se distingue diferentes fases sucesivas de transformación (Behrensmeyer, 1982): muerte, descomposición, enterramiento y fosilización, separadas por los procesos que ocurren entre cada fase. Todos los organismos que llegan a fosilizarse deben pasar por transformaciones importantes: mueren, son consumidos o sufren descomposición por la exposición al sol, la lluvia, etcétera, sus restos son movidos o enterrados en el sitio donde quedaron, y por fin después del enterramiento permanente son litificados (García *et al.*, 1999).

La fosilización se incluye como un proceso de la tafonomía que consiste en un proceso de formación de fósiles en la que tiene lugar la mineralización de los restos orgánicos, una vez

incorporados a la litosfera (Schopf, 1975; Lauginiger, 1988; García *et al.*, 1999).

Los procesos tafonómicos inician con la muerte, pero no todos los organismos tienen la posibilidad de llegar a ser fósiles, debido a sus hábitos y al ambiente que ocupan durante su vida (Olson, 1980; Behrensmeyer, 1982). En este caso los organismos acuáticos tienen gran ventaja sobre los que viven en planicies de erosión u otros lugares donde sus restos tienen poca oportunidad de ser enterrados permanentemente (García *et al.*, 1999).

Algunos organismos alcanzan el proceso de fosilización debido a que viven total o parcialmente enterrados, y por esta razón las especies que habitan en madrigueras o que poseen estructuras de sujeción o raíces en el sustrato, están representadas en los conjuntos fósiles (García *et al.*, 1999).

## 2.3 Tipos de Fosilización

Cuando se produce un elemento químico que ha experimentado modificaciones en su composición, estructura y/o ubicación espacio-temporal, puede dar lugar a otros restos o señales, que han sido destruidas. En un inicio, todas las partes de un elemento, todo lo que se asocia a este, o todos los elementos producidos por una entidad paleobiológica mantendrán su estado de conservación si no hay agentes que los destruyan o modifiquen diferencialmente (Fernández-López, 1998). A continuación se muestra en la Tabla 2 los tipos de fosilización según varios autores.

**Tabla 2. Tipos de Fosilización, según Cook *et al.* 1961, Schopf, 1975, Lauginiger, 1988, Donovan, 1991, Pardo, 1996.**

Tipos de Fosilización	
<b>Permineralización</b>	Se define como la precipitación de minerales en la estructura porosa de huesos y conchas.
<b>Preservación autigénica</b>	Este proceso se define por la formación de moldes (externos o internos) durante la deposición o diagénesis temprana de sedimentos blandos y cementación de minerales autigénicos.
<b>Preservación duripátrica</b>	Este proceso ocurre cuando se conservan partes duras o resistentes originales debido a un enterramiento rápido que las aísla de la oxidación y la descomposición.
<b>Momificación</b>	Se define como la conservación de restos que fueron enterrados en ambientes muy áridos sujetos a temperaturas altas, ya que la deshidratación evita su descomposición.
<b>Congelación</b>	Este proceso ocurre cuando un organismo se congela rápidamente antes de sufrir putrefacción.
<b>Conservación en ámbar</b>	Se presenta por una conservación por compresión carbonosa, ya que solo se observa que guarda la forma externa de los restos atrapados.
<b>Carbonificación</b>	Se presenta por el enriquecimiento de carbono de los restos orgánicos, debido a los componentes orgánicos producidos y de nuevas sustancias sintetizadas.
<b>Reemplazamiento</b>	Se presenta cuando las partes duras originales de un organismo son reemplazadas químicamente por otra sustancia, normalmente sílice o calcita, el resultado es un duplicado de la forma externa de la parte dura.

## 2.5 Geoquímica de condiciones paleoambientales y procesos diagenéticos

El enterramiento de un organismo en un sedimento, da como primer cambio la destrucción de la materia orgánica blanda. Si esta materia orgánica es de origen animal se forma una masa rica en nutrientes que es consumida por los microorganismos, y que ocasionalmente puede dar lugar a la formación de petróleo. Y si es de origen vegetal forma humus, que bajo ciertas circunstancias puede llegar a convertirse en carbón (Asociación Cultural Paleontológica Murciana, 2011).

El proceso que conlleva a los cambios físicos, químicos y bioquímicos, que ocurren en los sedimentos o en las rocas sedimentarias después del depósito es la diagénesis que es ocasionada por la circulación de fluidos, procesos fisicoquímicos (pH, Eh= potencial redox, adsorción, precipitación, intercambio iónico, temperatura, entre otros) y fuentes de energía requeridas, hasta antes del metamorfismo (Blatt *et al.*, 1980). Este proceso ocurre a una temperatura por debajo de los 250°C y a profundidades de hasta 5000 m (Milliken, 2003; Nichols, 2009).

El grado de alteración diagenética de los componentes minerales y la asociación de la materia orgánica en depósitos sedimentarios, está en función directa con el rango de sedimentación y con la intensidad de generación de hidrocarburos. La diagénesis se presenta en seis procesos que se definen a continuación (Renard y Dysthe, 2003; Tarbuck y Lutgens, 2005; Nichols, 2009):

- Compactación: consiste en la reducción de volumen del sedimento, refiriéndose a los procesos químicos o mecanismos que son provocados por la sobrecarga de los sedimentos durante el sepultamiento y el incremento de la presión y la temperatura.

- Cementación: consiste en el relleno de espacios porosos de origen primario o secundario. Es uno de los cambios diagenéticos más comunes y produce la rigidez de un sedimento, uniendo a las partículas unas con otras.
- Recristalización: proceso que da los cambios en el tamaño de los cristales, la forma y la orientación, sin cambios en la mineralogía.
- Reemplazamiento: consiste en el remplazo de un mineral a otro como dolomita por calcita.
- Disolución: consiste en la disolución selectiva dentro del sedimento, como elementos constitutivos particulares o a lo largo de los planos de estratificación.
- Autigénesis: consiste en el desarrollo de nuevos minerales o sobrecrecimientos dentro de un sedimento.

Los cambios químicos ocurren mayormente en los sedimentos que son enterrados, sus poros son saturados en agua, y los cementos se forman en un estado mesogenético. Es raro que un cemento se forme en suspensión, esto se conoce como cementación telogenética (Scholle y Ulmer-Scholle, 2003). Durante estas fases diagenéticas las reacciones se dan a bajas temperaturas y son generalmente lentas en los granos, el agua y los iones que se disuelven en el agua de los poros (Nichols, 2009).

Los procesos de disolución de granos son determinados por la composición de los granos minerales y la química del agua de poro (Fernández-López, 1999). La solubilidad del carbonato se incrementa con la disminución de la temperatura y el incremento de la acidez (disminución del pH), y los componentes de materia orgánica en conchas calcáreas se disuelven. Si esta disolución ocurre antes de la litificación se forman las trazas fósiles. La disolución de un fósil después de la cementación puede dejar el molde, o bien permanecer vacío o posteriormente ser rellenado con cemento (Nichols, 2009).

Existen diferentes minerales que pueden formar cementos, de los más comunes son sílice usualmente como cuarzo, la calcedonia, calcita, aragonita, dolomita y cementos de siderita y minerales de arcilla (Schölle, 1978; Nichols, 2009). Los minerales carbonatados precipitan como cementos si la temperatura se eleva o la acidez disminuye, la cementación de sílice se da por debajo de las condiciones de acidez o enfriamiento. El crecimiento de cemento se da preferentemente en granos de la misma composición, como por ejemplo el sílice se forma fácilmente en granos de cuarzo que en granos de diferente mineralogía (Scholle y Ulmer-Scholle, 2003). Este crecimiento tiende a bloquear los poros entre los granos y reduce la permeabilidad y porosidad. Los espacios entre los poros pueden ser rellenados por un cemento resultado de la litificación completa del sedimento y la reducción de la porosidad y permeabilidad (Nichols, 2009; Flügel, 2004).

El principal cambio durante la diagénesis marina es la pérdida de porosidad durante la cementación (Tucker y Wright, 1990). Los cementos comúnmente precipitan en cavidades intragranulares, y la porosidad se pierde (Moore, 2001; Arche, 2010). La sedimentación interna en cavidades, que son comunes en rocas de arrecifes, también son importantes en la reducción de la porosidad, especialmente si los sedimentos son cementados. El control dominante en la cementación marina es el grado de agua de mar que circula mediante los sedimentos, el clima y la tasa de sedimentación (Tucker, 1994).

En ambientes modernos, la cementación marina es más común a lo largo de los márgenes de plataforma donde cantidades vastas de agua de mar son bombeadas por sedimentos de olas, tormentas y mareas (Aissaoui, 1988; Arche, 2010). La diagénesis marina también opera a lo largo de las costas, en particular en las regiones áridas, y las zonas intermareales y supramareales (Arche, 2010). Durante la estabilidad diagenética con aguas meteóricas ocurre la disminución de Sr, Na, y posiblemente de Mg, aumentando el Mn, Fe y Zn en carbonatos alterados progresivamente (Brand y Veizer 1980).



Es común en carbonatos de origen biogénico que los minerales formados crezcan en un organismo, como aragonita o calcita magnésica, que no son estables en condiciones diagenéticas bajas y se recrystalizan formando granos con bajo contenido de calcita magnésica (Arche, 2010). La recrystalización de los granos es común en la morfología externa de conchas originales o de material esquelético, perdiéndose la microestructura interna en el proceso (Renard y Dysthe, 2003). Este proceso se produce en muchos moluscos, pero no en grupos como los crinoideos, equinodermos y la mayoría de braquiópodos, los cuales tienen partes duras compuestas por bajo contenido de magnesio. La recrystalización de partes duras silíceas de organismos como esponjas y radiolas se produce por que las estructuras originales están en forma de sílice opalina amorfa, que recrystaliza a cuarzo microcristalino (Nichols, 2009).

Los restos fosilizados suministran datos acerca del medio de sedimentación en el que fueron acumulados los sedimentos. La relación de Mg:Ca y Sr:Ca en zonas de crecimiento de fósiles son dependientes de la temperatura (Wierzbowski y Joachimski, 2009), y variaciones de Mg y Sr en aragonito y calcita depositados en ambientes marinos revelan cambios de salinidad durante su precipitación (Zhong y Mucci, 1989). Además de las condiciones del ambiente de depósito, otros procesos pueden modificar la concentración de algunos elementos traza. El Mn, Co, Pb y usualmente el Cr son removilizados por procesos diagenéticos el Cs, Rb y Ba son retenidos durante el intemperismo, en tanto cationes de peso atómico bajo son lixiviados (Na, K, Ca, Sr) (Brand y Veizer, 1980; Baner, 1995). Las variaciones en las concentraciones de Mg, Sr, S, Na, Fe y Zn en fósiles han sido correlacionadas con cambios paleoambientales así como alteraciones diagenéticas (belemnites cretácicos: Florek *et al.*, 2004; McArthur *et al.*, 2007; corales: Sorauf, 1999).

La actividad y productividad orgánica pueden modificar la concentración de ciertos elementos: Ba, Mn, Fe, P, Ni, Co, Cu, Zn, Cd, REE, etc., que son incorporados a los ciclos

biológicos bajo ciertas condiciones ambientales o inclusive favorecen su precipitación mineral (Van Kranendonk *et al.*, 2003; Dupraz *et al.*, 2009).

La concentración de Al, Fe y Mn puede emplearse para verificar aporte detrítico al sistema, cuando la relación  $Al/(Al+Fe+Mn) > 0.2$  el enriquecimiento de estos elementos se atribuye a componentes terrígenos-pelágicos y no al aporte hidrotermal (Boström, 1973). La concentración del Al ( $Al_2O_3$ ) si se relaciona con los valores de  $SiO_2$ ,  $K_2O$ ,  $TiO_2$  y Rb, puede verificarse su fuente (terrígena o biogénica) (Ratitsh *et al.*, 2003).

Los elementos tales como el Al, Sc, Ti, Y, Zr, Nb, Sn, Hf, Th y REE, principalmente son considerados como inmóviles, sin ser perturbados por procesos secundarios (Taylor y McLennan, 1985), por lo que pueden utilizarse para evidenciar procesos diagenéticos.

## Capítulo III: Marco Geológico Regional

### 3.1 Marco Paleogeográfico

Durante el Cretácico Temprano, las plataformas carbonatas ubicadas en el margen norte del mar de Tetis fueron afectadas por grandes episodios en los cambios de la producción de carbonato (Funk *et al.*, 1993; Wissler *et al.*, 2003; Föllmi *et al.*, 2007). Estos cambios se caracterizaron por la variabilidad en la producción de organismos autótrofos y heterótrofos (Mutti y Hallock, 2003), y por fases discontinuas de ahogamiento en las plataformas, asociadas con los Eventos Anóxicos Oceánicos (OAEs) (Schlanger y Jenkyns, 1976; Weissert *et al.*, 1998; Immenhauser *et al.*, 2005). Otro importante cambio en la producción de carbonatos fue también observado cerca del límite Berremiano-Aptiano, durante el depósito de las llamadas plataformas carbonatadas Urgonianas (Bollinger, 1988; Schenk, 1992; Funk *et al.*, 1993) (Fig. 4).

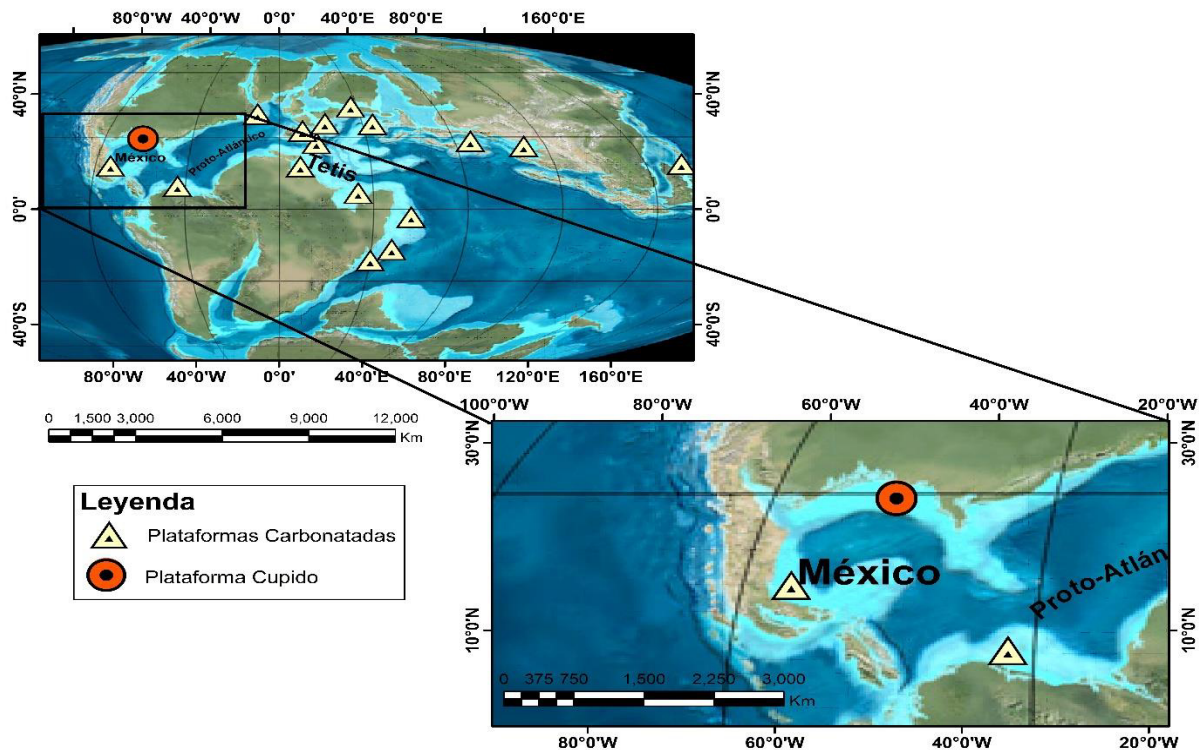


Fig. 4. Distribución de las Plataformas Carbonatadas durante el Aptiano a nivel mundial y en México. (Modificado a partir de Stein *et al.*, 2012).

Para este tiempo, en el noreste de México se desarrolló la plataforma Cupido. Esta consistió en una extensa laguna costera con depósitos perimareales depositados entre el basamento del bloque de Coahuila y un margen arrecifal que consistía hacia su parte este, de corales y rudistas, y al sur de barras oolíticas de alta energía (Conklin y Moore, 1977; Wilson y Piali, 1977; Selvius y Wilson, 1985; Goldhammer *et al.*, 1991). Estas facies son conocidas en el registro litoestratigráfico como la Formación Cupido (Imlay, 1937). La plataforma bordeaba la costa del Golfo de México desde el sur de Louisiana hasta Texas (Formación Sligo) y hacia el sur de Monterrey, a la Sierra Madre Oriental (Wilson, 1990; Wilson y Ward, 1993). Con base en las relaciones paleogeográficas, el basamento del bloque de Coahuila aparentemente controlaba la orientación del margen (Lehmann *et al.*, 1999). En el frente de dicho margen, hacia la cuenca, ocurrió el depósito de las calizas hemipelágicas tipo mudstone de la Formación Tamaulipas Inferior (Lehmann *et al.*, 1999, 2000; Núñez, 2011) (**Fig. 5**).

Las comunidades fotosintéticas de la plataforma de Cupido experimentaron una grave crisis a inicios del Aptiano temprano asociada a un ascenso continuo del nivel del mar a escala global y que culminó durante el Cenomaniano (Haq *et al.*, 1987). Como consecuencia de esto, la plataforma comenzó una etapa de inundación que obligó su retroceso y transformación a una rampa carbonatada (Lehmann, *et al.*, 1999). Esta fase de inundación quedó registrada en la unidad “Cupidito” definida por Conklin y Moore (1977), en el techo de la Formación Cupido (**Fig. 6**). Este suceso diacrónico provocó el traslado de la sedimentación somera en dirección noroeste sobre el bloque de Coahuila, y el establecimiento de comunidades principalmente heterótrofas (Tinker, 1982; Selvius, 1982; Lehmann *et al.*, 1999). Conklin y Moore (1977) reporta pináculos aislados de rudistas dentro de las sucesiones de Cupidito que representan vestigios de estas comunidades. Lehmann *et al.* (1999) interpretan que estos pequeños arrecifes son el resultado de un mecanismo de defensa de la rampa carbonatada ante el ahogamiento.

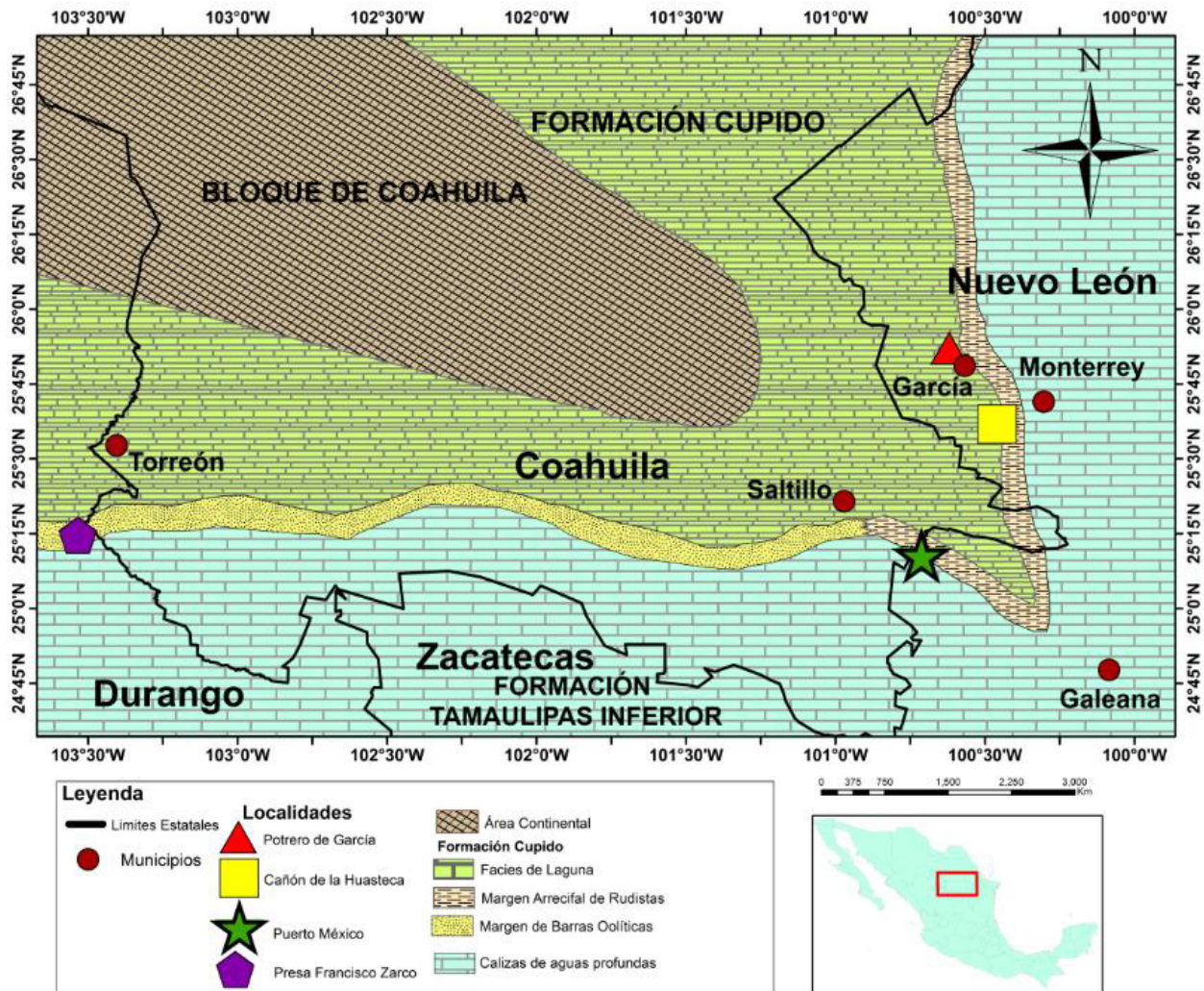
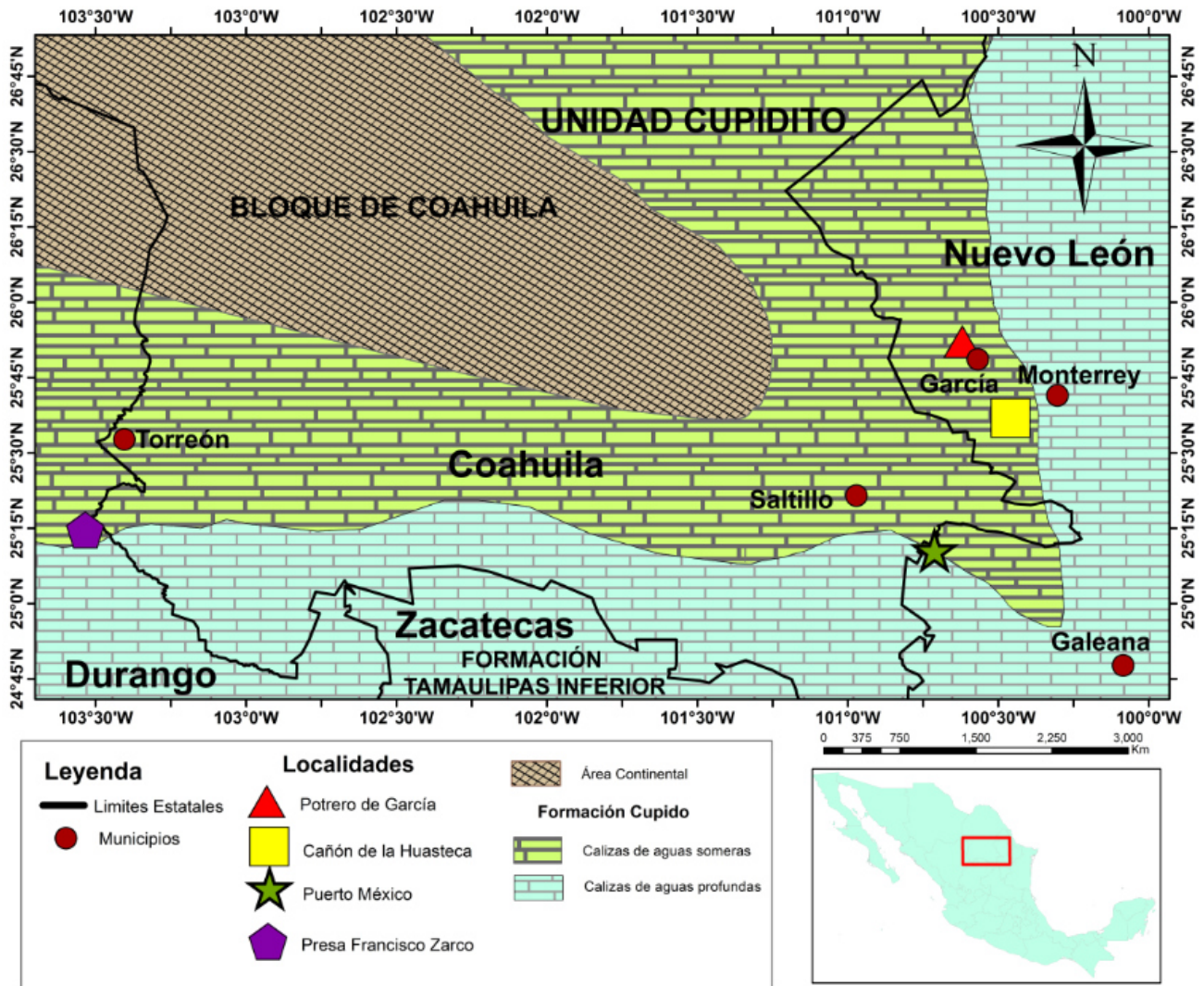


Fig. 5. Mapa paleogeográfico del Noreste de México mostrando la Formación Cupido para el Barremiano Tardío. (Modificado a partir de Lehmann *et al.*, 1999).

La etapa de ahogamiento final de la rampa Cupidito tuvo lugar a finales del Aptiano temprano durante un evento transgresivo denominado informalmente en México como “Gargas”, y que coincide con la desaparición de las plataformas Urgonianas en la región del peri-Tetis (Föllmi *et al.*, 1994). Este evento coincide con el depósito de la sucesión sedimentaria de las rocas siliclásticas de grano fino y calizas tipo mudstone de la Formación La Peña (Trejo, 1975; Tinker, 1982). La base de esta unidad es diacrónica por tener una edad Aptiano temprano en la cuenca (Bralower *et al.*, 1999; Li *et al.*, 2008) y una edad del Aptiano tardío en plataforma (Barragán, 2001; Barragán y Maurrasse, 2008; Moreno-Bedmar *et al.*, 2013). Esta formación



cubrió de forma concordante a la unidad Cupidito, preservó el relieve topográfico que había al final de la deposición de esta última (Tinker, 1982) y fue depositada a lo largo de la periferia del Golfo de México. La fuente de sus sedimentos terrígenos y lutíticos probablemente fueron altos distales ubicados al norte y oeste (Goldhammer *et al.*, 1991). El hallazgo de clastos pequeños y redondeados de fosforita dentro de las lutitas de la Formación La Peña confirma el depósito de esta unidad durante esta fase del ahogamiento (Föllmi, 1989).



### 3.2 Litoestratigrafía de Cupido y Cupidito

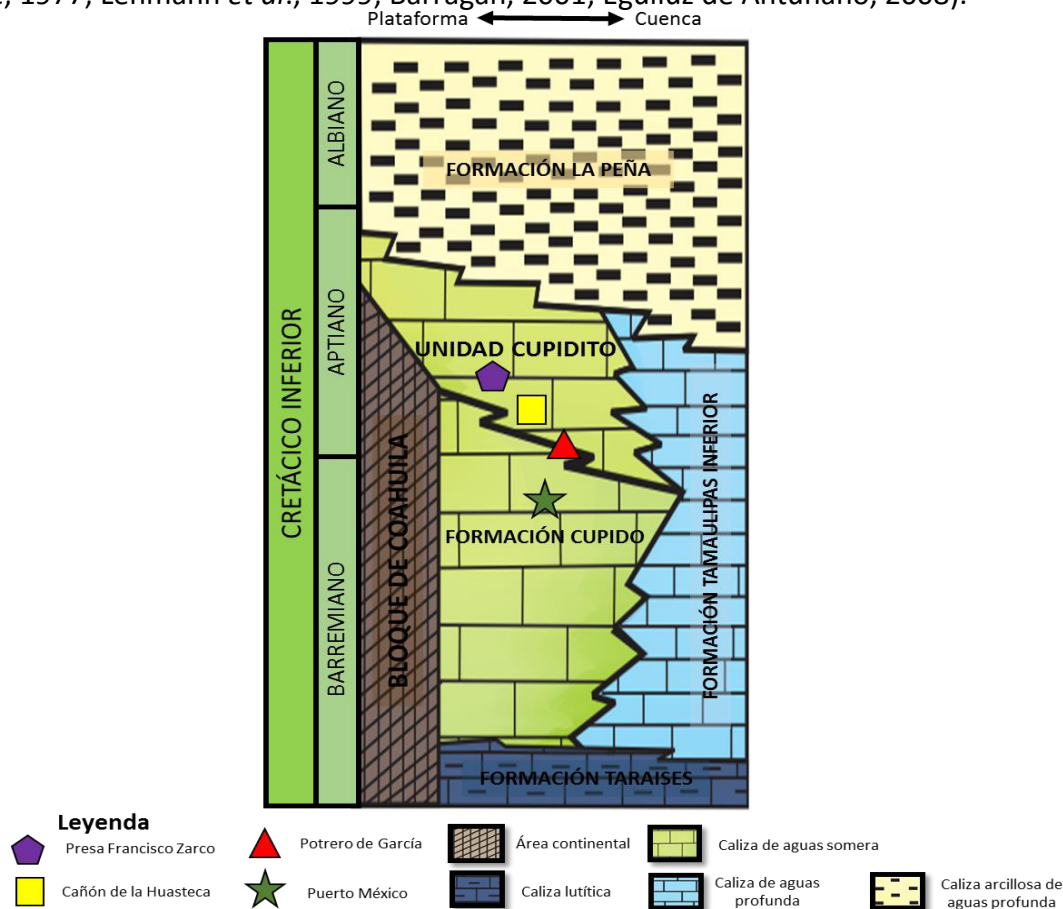
La Formación Cupido fue descrita por primera vez por Imlay (1937) en la Sierra de Parras (Coahuila). Este autor designó como localidad tipo de esta unidad la pared norte del Cañón del Mimbres, a unos 60 kilómetros al sureste de Parras, Coahuila, y la define como calizas de color gris claro en estratos delgados, medianos y gruesos con concreciones de piritita y pedernal, y con un pobre contenido fósil. Más tarde Humphrey (1949) la describe como capas de calizas delgadas y masivas, calizas dolomíticas y dolomías, intercaladas con lutitas, y le añade el miembro inferior de la Formación La Peña de Imlay (1936), pues considera que sus características estratigráficas y litológicas son más afines con la Formación Cupido. Este miembro está constituido por calizas de color gris claro con estratificación gruesa a media y algunas capas de material arcilloso.

La edad asignada por Imlay (1937) abarca desde el Hauteriviense tardío al Barremiano. Lehmann *et al.* (1999) proponen que en Sierra de Parras (Coahuila) la Formación Cupido tiene una edad que comprende desde el Barremiano tardío hasta el Aptiano medio. Según Barragán-Manzo y Díaz-Otero (2004), el depósito de la parte superior de ésta unidad en Sierra del Rosario (Durango) ocurrió durante la transición Barremiano-Aptiano. Con base en el registro de ammonites de la base de la Formación La Peña en distintas localidades (asignable a la parte superior de la biozona *Dufrenoyia furcata* de Reboulet *et al.*, 2014) (Barragán, 2001; Barragán-Manzo and Díaz-Otero, 2005; Barragán y Maurrasse, 2008; Moreno-Bedmar *et al.*, 2013), se sabe que la Formación Cupido es más joven que el Aptiano temprano tardío.

La Formación Cupido tiene un espesor de 700 a 900 m (Núñez, 2011). Yace concordantemente sobre la Formación La Casita y/o Taraises y tiene una cobertura análoga de lutitas y carbonatos arcillosos de aguas profundas, que comprenden la Formación La Peña (Imlay, 1936; Humphrey, 1949).

La mayoría de los trabajos realizados sobre las características litológicas y faciales de la Formación Cupido han sido realizados en el área de Monterrey-Saltito. Conklin y Moore (1977)

dividieron a esta formación en 6 litofacies: unidad A (calizas de cuenca) a la unidad E (plataforma perimareal) existe una clara somerización y progradación a gran escala, la unidad F (rampa carbonatada) representa una unidad transgresiva que marca el inicio de la retrogradación de la Plataforma Cupido. Ésta litofacies fue también reconocida en la Sierra del Fraile por Wilson y Pialli (1977), quienes la denominaron informalmente como unidad Cupidito, y la describieron como estratos de carbonatos depositados en una plataforma de ambiente lagunar. La unidad Cupidito sobryace a una discordancia paralela regional y subyace a la Formación La Peña (**Fig. 7**). La unidad Cupidito comprende sedimentos de ambiente lagunar, barras de ooides de alta energía, montículos arrecifales de corales y rudistas, y depósitos del frente arrecifal (Conklin y Moore, 1977; Lehmann *et al.*, 1999; Barragán, 2001; Eguiluz de Antuñano, 2008).



**Fig. 7. Litoestratigrafía y distribución por edad de las unidades litoestratigráficas del Barremiano-Albiano del Noreste de México.** (Modificado a partir de Lehmann *et al.*, 1999 y Goldhammer, 1999).



### 3.3 Contenido Fósil

La Formación Cupido está conformada por una gran cantidad de fauna fósil en la que destacan macrofauna de rudistas de las especies *Douvilleia skeltoni* (Alencáster y Pantoja-Alor, 1998), *Toucasia texana* (Römer, 1852), *Offneria aff. simplex* (Chartrousse y Masse, 1999) y *Amphitruscoelus waringi* (Harris y Hodson, 1992). También se han encontrado corales del género *Cladophyllia* (Wilson y Piali 1977), *Actinastrea* (Torres de la Cruz, 2011), y otros corales no determinados correspondientes a la lámina 5 de la tesis de Torres de la Cruz (2011), así como briozoarios, entre otros.

Además de la macrofauna existente en esta formación, abundantes asociaciones faunísticas especialmente de la familia *Nannoconidae* y la superfamilia *Tintinnidea* (Pantoja-Alor, 1963), dentro de este grupo se encontraron las especies microfósiles *Tintinnopsella carpathica*, *Tintinnopsella oblonga*, *Stenosemellopsis hispánica*, *Globochaete alpina*, *Nannoconus steinmanni* y *Nannoconus sp.*

Entre la microfauna más característica destaca la presencia de macroforaminíferos reportados como *Orbitolina sp.*, *Dictyoconus*; foraminíferos planctónicos como *Globigerinelloides sp.*, *Hedbergella sp.*, *Caucasella cf. C. hauterivica* (Martínez-Reyes, 1989), *Favusella sp.* y *Caucasella sp.* (Ángeles-Villeda et al., 2005), y foraminíferos bentónicos de las familias *Ataxophragmiidae*, *Lituolidae*, *Textularidae*, *Orbitolinidae*, *Nezzazatidae* (Subfamilia *Nezzazatinae*) y *Miliolidae*. Las especies índice que destacan son *Pseudocyclammina hedbergi*, *Pseudocyclammina litus*, *Chofatella decipiens*, *Vercorsella cf. arenata*, *Debarina cf. hahounerensis*, *Palorbitolina cf. lenticularis*, *Bacinella irregularis* y *Salpingoporella cf. annulata*, incluyendo a los géneros *Everticyclammina*, *Glomospira* y *Cuneolina* (Barragán y Díaz Otero, 2004) *Textularia sp.*, *Conorotalites sp.*, *Coskinolenoides sp.*, miliólidos y pseudonummoloculínidos (Ángeles-Villeda et al., 2005).

En cuanto a las algas se han observado algas verdes de las familias *Dasycladaceae* y *Codiaceae* (Gussy-Arredondo *et al.*, 2007), también los géneros *Acicularia*, *Salpingopoella* y la especie *Salpingoporella anullata* (Torres de la Cruz, 2011).

## Capítulo IV: Análisis de microfacies, procesos de fosilización y geoquímica mineral

### 4.1 Características de las secciones estudiadas

#### 4.1.1 Potrero de García

Esta sección estratigráfica se compone de una secuencia continua de estratos gruesos de calizas con concreciones de pirita (**Fig. 8**), nódulos silíceos y numerosas alternancias de bancos de calizas arrecifales con alto contenido de rudistas (50%) (**Fig. 9**). Las capas presentan coloración gris (N7, N6, N5 escala de colores según la GSA) y se encuentran fracturadas. Frecuentemente manifiestan marcas de rasgos de karstificidad, como las grandes cavernas de disolución conocidas como grutas de García (CONAGUA, 2009).



**Fig. 8.** Potrero de García, García, Nuevo León.

Los rudistas se presentan en diferentes cortes (longitudinal, transversal y oblicuo). Se puede observar que estos organismos se preservaron por reemplazamiento diferencial (**Fig. 9**).

En la parte superior del afloramiento se encuentra un horizonte de caliza, en el que se observan estromatolitos. Así mismo, en la parte media se observan tapetes microbianos estratiformes con laminación evidente en tonos grises claros y oscuros que varía entre 0.6 a 1.5 cm de ancho la laminación oscura y de 0.7 a 2 cm la laminación clara (**Fig. 10**).



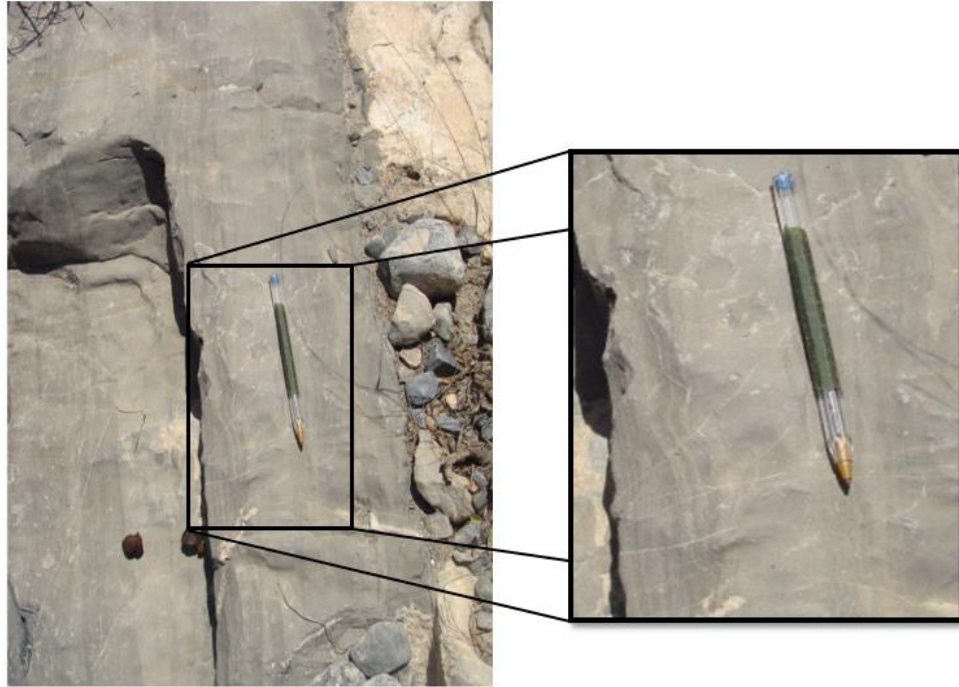
**Fig. 9. Banco de rudistas.**



**Fig. 10. Laminación alternada interpretada como tapetes microbianos estratiformes.**



La mayoría de las capas presentan un grado de bioturbación de 1-4% (**Fig. 11**) de acuerdo con la escala de Reineck (1963), pues aún se distingue la laminación. Sin embargo, en otros estratos la bioturbación es más intensa (81-95%) (Reineck, 1963) (**Fig. 12**).



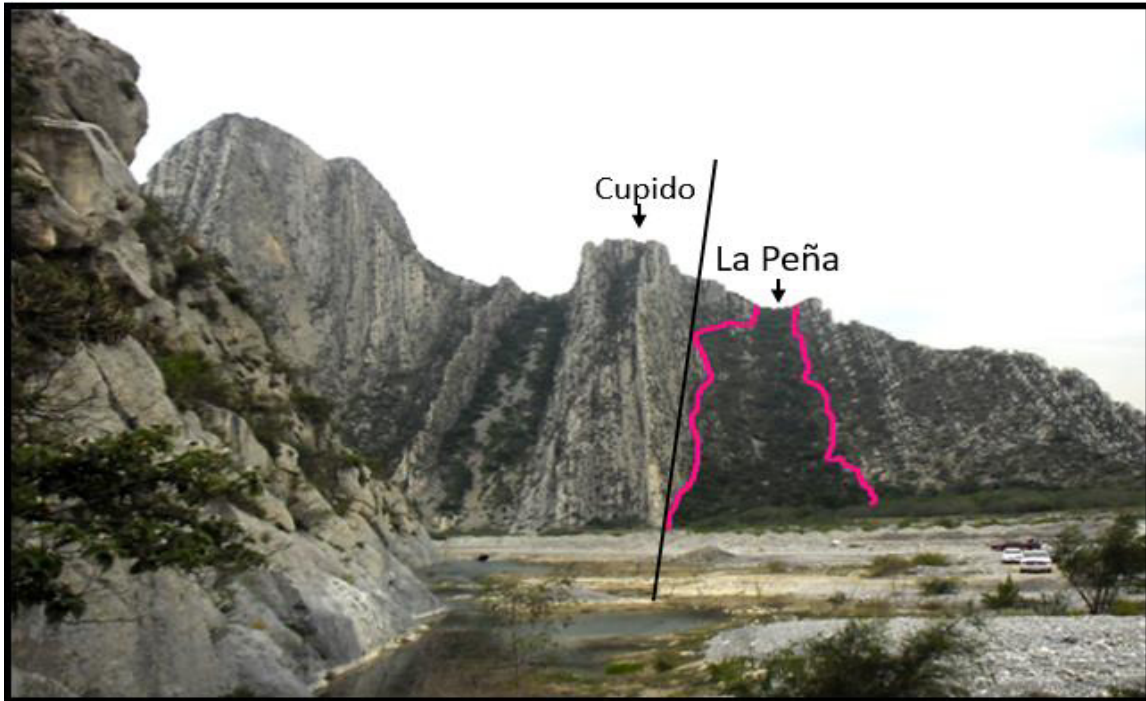
**Fig. 11. Bioturbación moderada.**



**Fig. 12. Bioturbación intensa.** Ocurrencia de sedimentación interna con un sedimento más oscuro (Patrón D.O.L. (dark-on-light)). B= bioturbación.

#### 4.1.2 Cañón de la Huasteca

En esta localidad se observan estratos de caliza con disposición tectónica vertical, con espesores medios a gruesos, y con una coloración gris claro a oscuro (N7-N3 escala de colores según la GSA). Estos estratos se encuentran cubiertos por capas delgadas de margas y calizas de a Formación La Peña (**Fig. 13**).



**Fig. 13. Cañón de la Huasteca.** Contacto entre la Formación Cupido y La Peña.

Las capas tienen una estratificación masiva y presentan laminación paralela interna. Así mismo, la roca presenta intensa bioturbación.

En cuanto el contenido macro fósil, es importante señalar que fragmentos de conchas de pelecípodos (**pe**) y probablemente de ostreidos (**ostr**) están conservadas por reemplazamiento diferencial. Además, se observan rocas con gran contenido de rudistas (50%) en diferentes cortes tanto longitudinal como transversal. En ellos es notorio una conservación igualmente por un proceso de reemplazamiento diferencial, ya que hubo una disolución (**di**), cementación (**ce**) y sedimentación interna (**si**) en algunos fragmentos (**Fig. 14**).



Fig. 14. Caliza con abundantes rudistas.

#### 4.1.3 Puerto México

En esta área la Formación Cupido está conformada por pequeños afloramientos compuestos de estratos gruesos de calizas con estratificación masiva, excepto en algunas zonas muy puntuales; con colores gris claro (N7 escala de colores según la GSA) (**Fig. 15**).

Las capas presentan estructuras diagenéticas de presión-solución, estructuras de superficie paleocársticas formadas por la exposición subárea y la disolución meteórica de la superficie de calizas.

En el afloramiento se observan fragmentos de tapetes estratiformes que presentan semicírculos y estructuras semicolumnares, que carecen de asociaciones macroscópicas visibles (**Fig. 16**).





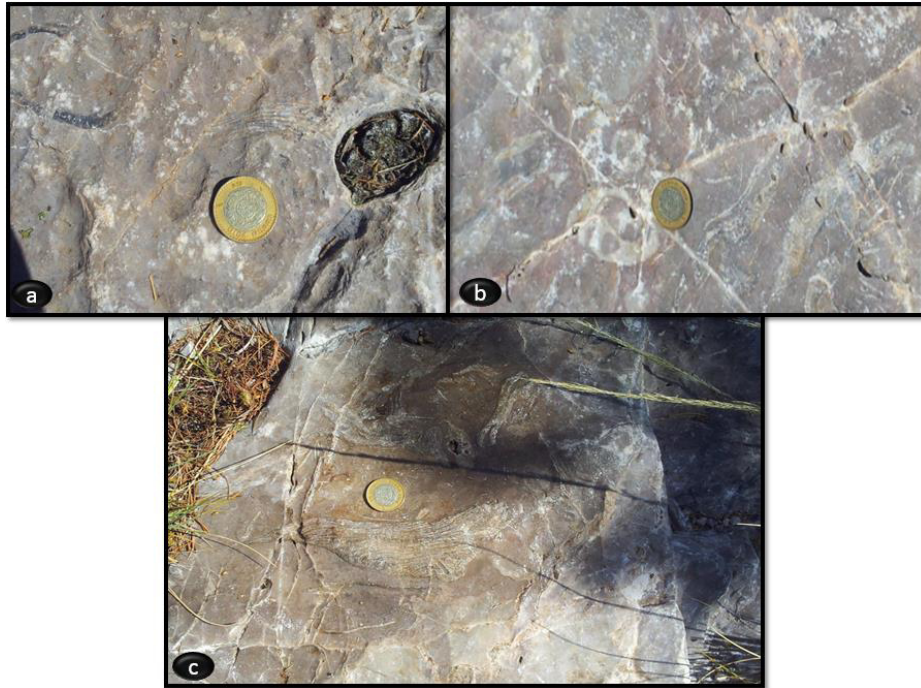
**Fig. 15. Puerto México. a)** Fotografía panorámica de Puerto México, **b)** aumento del área señalada en (a).



**Fig. 16. Fragmentos de tapetes tipo estromatolito hemisferoide de 1-2 cm de espesor y lateralmente unidos.**



También se observan tapetes microbianos fosilizados (**Fig. 17**). Ellos se encuentran asociados a rudistas y corales.



**Fig. 17. Invertebrados rudistas y fragmentos de tapetes microbianos fosilizados.** a) Fragmento de tapete microbiano fósil con bandeamiento laminar oscuro entre dos conchas de rudistas; b) Valva de rudista con sus cámaras recristalizadas; también se observan restos de un tapete microbiano fósil con bandeamiento laminar claro y oscuro, y un rudista en corte transversal cuya concha sufrió reemplazamiento diferencial. c) Fragmento de tapete microbiano fósil con bandeamiento laminar grueso.

Los rudistas se observan junto con algunos corales (**Fig. 18-20**). Se observan ejemplares en posición de vida, en corte longitudinal, mostrando estructuras dentales. También se aprecian dos valvas formando una estructura geopetal (reemplazamiento diferencial con sedimentación interna y cementación) (**Fig. 18, a**). Así mismo, se reemplazamiento diferencial por cementación y sedimentación interna (**Fig. 19**).

Además se observan ocasionalmente uno que otro ejemplar de corales solitarios. Estos no están en contacto unos con otros, y tienen una distribución irregular (**Figs. 21 y 22**). Todos los corales aquí observados presentan una preservación por carbonatación.

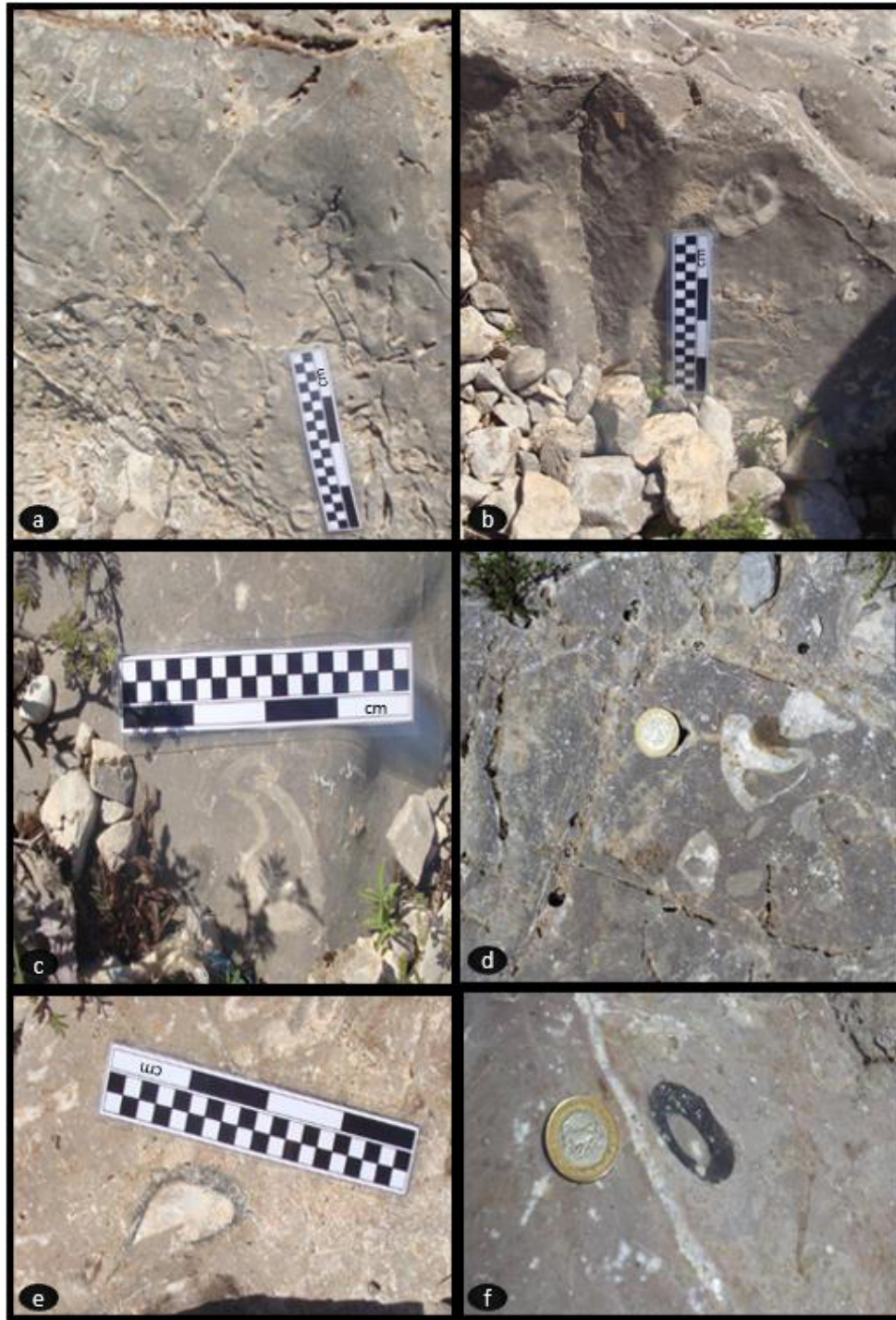


Fig. 18. Rudista y coral. a) Ejemplar de *Douvilleiia skeltoni* formando estructura geopetal (po); se muestran estructuras dentales (d). b) Ejemplar de coral con borde con mayor grado de disolución.



Fig. 19. Ejemplar de *Douvilleiia skeltoni*.





**Fig. 20. Rudistas presentes en Puerto México en diferentes cortes. a)-f)** Rudistas en cortes transversal y longitudinal, presentan una preservación por reemplazamiento diferencial en sus conchas por calcita (cementación) y sedimentación interna con micrita. En algunos casos se observa calcita con coloración oscura debido a que hay impurezas presentes como materia orgánica (e-f).

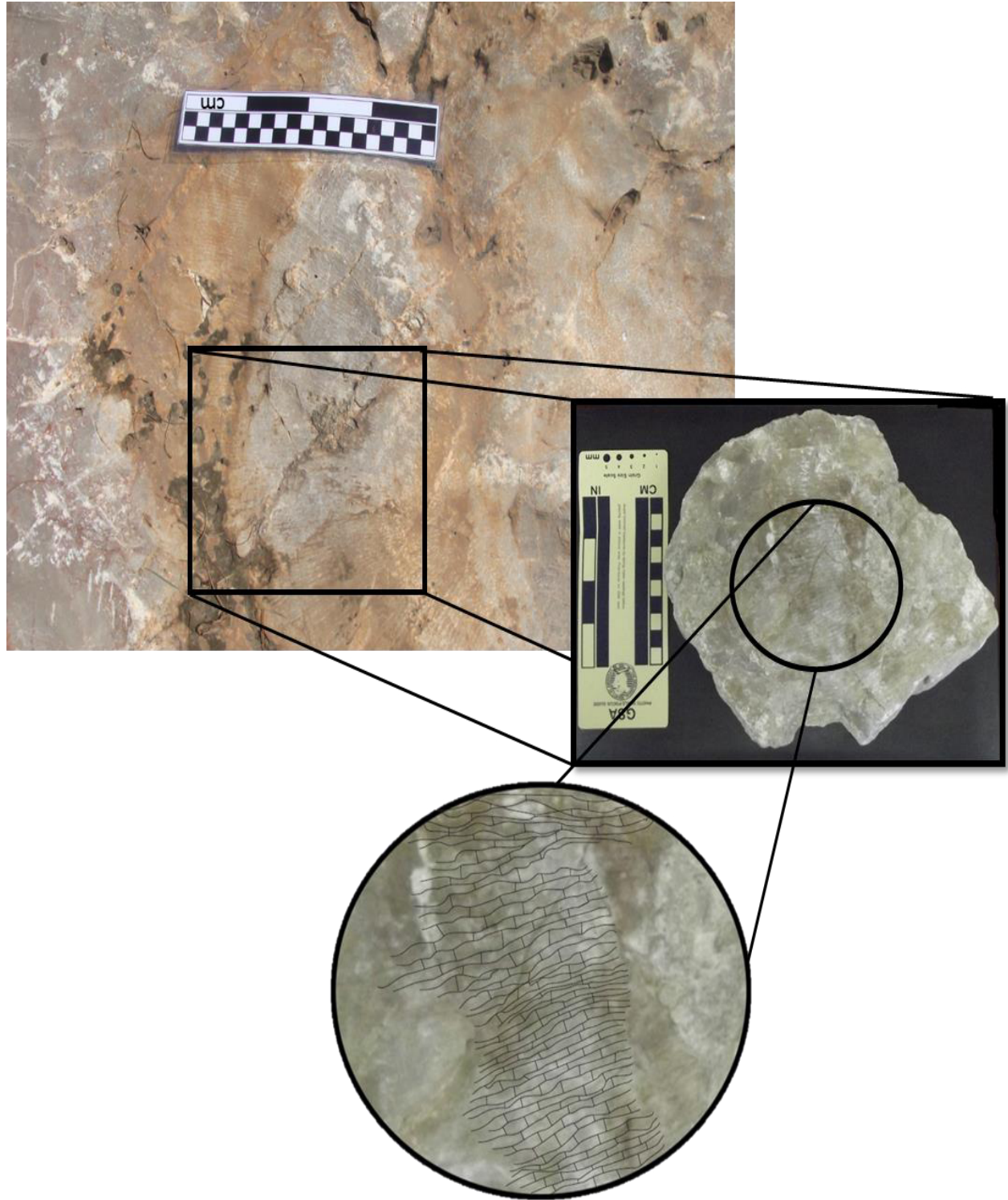


Fig. 21. Coral de Puerto México, Galeana, Nuevo León.





Fig. 22. Dos tipos de corales presentes en Puerto México, Galeana, Nuevo León (reportados por primera vez en Torres de la Cruz, 2011).

## 4.2 Microfacies

De acuerdo a Flügel (2004), el término de microfacies se puede aplicar a toda la información petrográfica y paleontológica que puede ser descrita y clasificada a partir de muestras de lámina delgada, peels, muestras pulidas o muestras de la roca. Las microfacies representan la reconstrucción sedimentaria y diagenética de un depósito de rocas carbonatadas a través del análisis de todas las características observables en lámina delgada. En este apartado se definen un variado número de microfacies, precisando variaciones menores en las condiciones de depósito.

Las asociaciones están conformadas por microfacies con características similares y representan la base de la interpretación paleoambiental de los paquetes sedimentarios. En la mayoría de los casos los granos se reconocieron a un nivel general. El contenido relativo de los granos y la relación entre las variaciones de su abundancia fueron criterios utilizados para delimitar las asociaciones, por lo que se evaluó el contenido relativo de cada grano. En este caso se emplearon las categorías cualitativas de ausente, raro, escaso, frecuente y abundante (**Tablas**

**3-18).** Además se tomaron en cuenta aspectos relacionados con la fábrica (bioturbación, orientación de granos, laminación, estructuras geopetales, etc.), la textura y rasgos diagenéticos.

Las 16 asociaciones de microfacies se designaron según su lugar de procedencia como PG, CLH y PM.

#### **4.2.1 Potrero de García**

#### **4.2.2 Asociación de microfacies PG1**

Esta asociación se definió por wackestone-floatstone con peloides (subredondeados a redondeados e incluso hasta angulosos), así como la presencia de foraminíferos bentónicos principalmente miliólidos, fragmentos de dasicladáceas e intraclastos (**Fig. 23**). Además ocasionalmente presenta fragmentos de briozoarios, braquiópodos, equinodermos, ostrácodos y pelecípodos (**Fig. 23**). En ella se observan parches de dolomita y algunas zonas con ortoesparita (**Fig. 23**).

#### **4.2.3 Asociación de microfacies PG2**

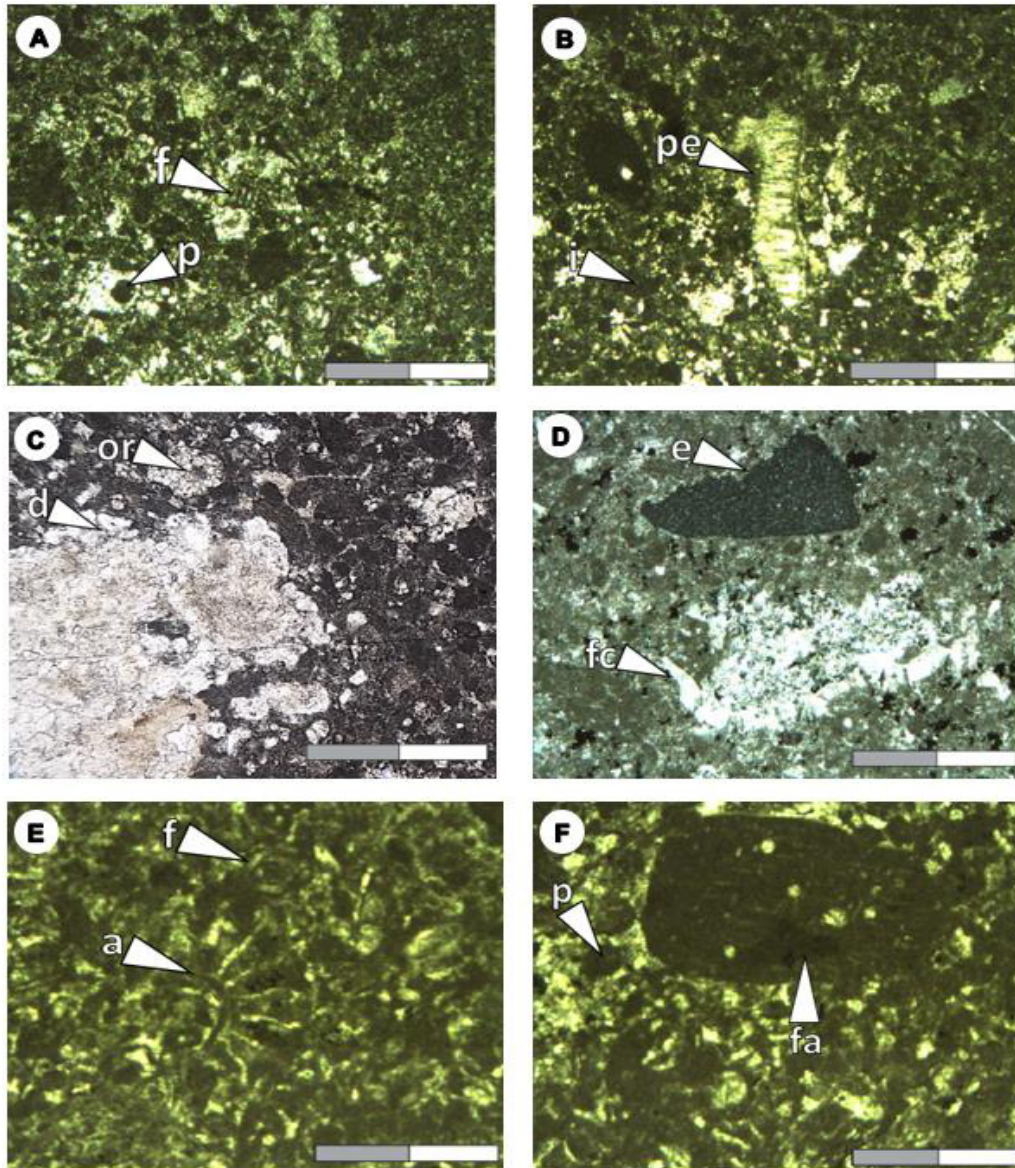
La asociación está compuesta por packstone y grainstone con dasicladáceas y miliólidos (**Fig. 24**). También presenta gasterópodos, usualmente completos y de distintos tamaños. Los intraclastos micríticos son redondeados a subredondeados.

#### **4.2.4 Asociación de microfacies PG3**

El contenido de intraclastos micríticos y litoclastos con formas redondeadas, es lo que define a esta asociación. También contienen braquiópodos y foraminíferos bentónicos, gasterópodos y cortoides. Además, se encontraron fragmentos de coral, briozoarios, dasicladáceas, equinodermos, y algunos parches de dolomita barroca y bioturbación (**Fig. 25**). Las microfacies que la compone son las siguientes:

- *Rudstone* con litoclastos; fragmentos de corales; foraminíferos bentónicos, gasterópodos, fragmentos de braquiópodos y briozoarios, así como de algas verdes (**Fig. 25, A-D**)

- *Floatstone* de intraclastos, fragmentos de braquiópodos no puntuados y pseudo puntuados; foraminíferos bentónicos y gasterópodos; y equinodermos y cortoides. Presenta una fábrica bioturbada (Fig. 25, E-H).

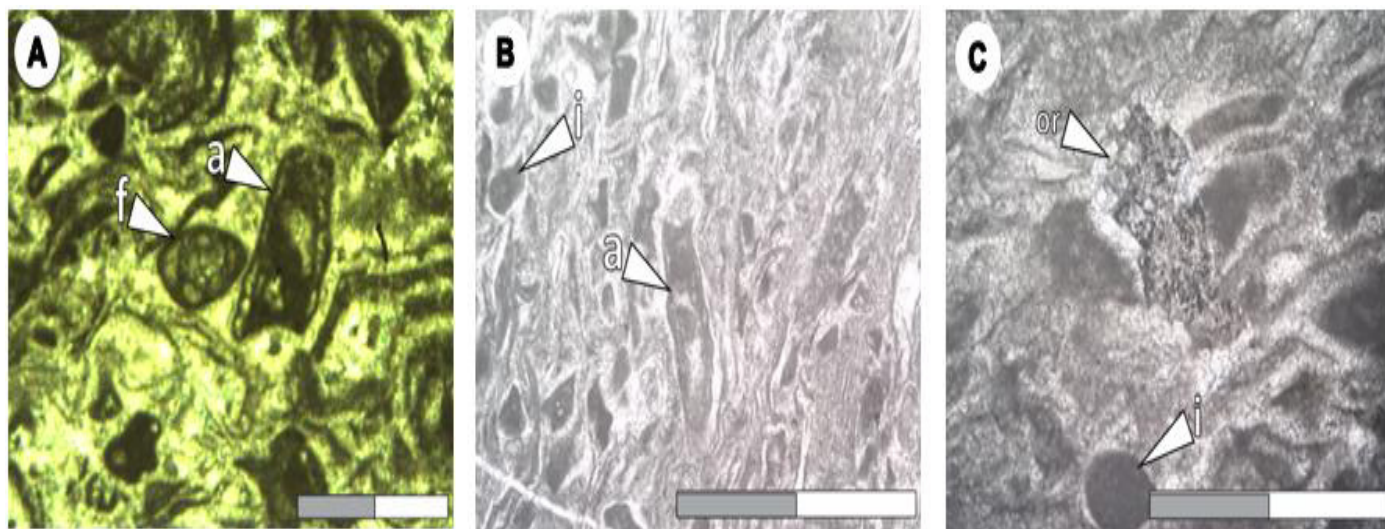


**Fig. 23. Asociación de microfacies PG1. (A)-(D)** *Wackestone-Floatstone* peloidal (p), con foraminíferos bentónicos (f), algas verdes (a) en corte longitudinal, intraclastos (i) y pelecípodos (pe); parche de dolomita (d) y poro con ortoesparita (or); fragmento de equinodermos (e) y fragmentos de conchas (fc). Muestra CPG-01. **(E) y (F)** *Wackestone* con peloides (p), foraminíferos bentónicos (f), algas verdes (a) en corte transversal y fragmento de fabreína (fa). Muestra CPG-06. Barra de escala: 800µ.



Tabla 3. Abundancia de granos esqueléticos y no esqueléticos de la asociación de microfácies PG1.

PG1	Ausente	Raro	Escaso	Frecuente	Abundante
Gasterópodo	X				
Foraminífero bentónico					X
Equinodermo			X		
Rudista	X				
Ostrácodo	X				
Pelecípodo	X				
Estromatopórido	X				
Fragmento de concha	X				
Alga verde					X
Braquiópodo			X		
Coral	X				
Esponja	X				
Briozoario			X		
Estromatolito	X				
Intraclasto					X
Peloide					X
Pellet	X				
Ooide	X				
Cortoides	X				



**Fig. 24. Asociación de microfácies PG2. (A)** Grainstone con algas verde (a) en corte transversal y longitudinal y foraminíferos bentónicos (f). Muestra CPG-06.5. Barra de escala: 800μ. **(B) y (C)** Packstone con abundantes algas verdes (a) en corte longitudinal, intraclastos (i) y parches de ortoesparita (or). Muestra CPG-08. Barra de escala: 1mm.



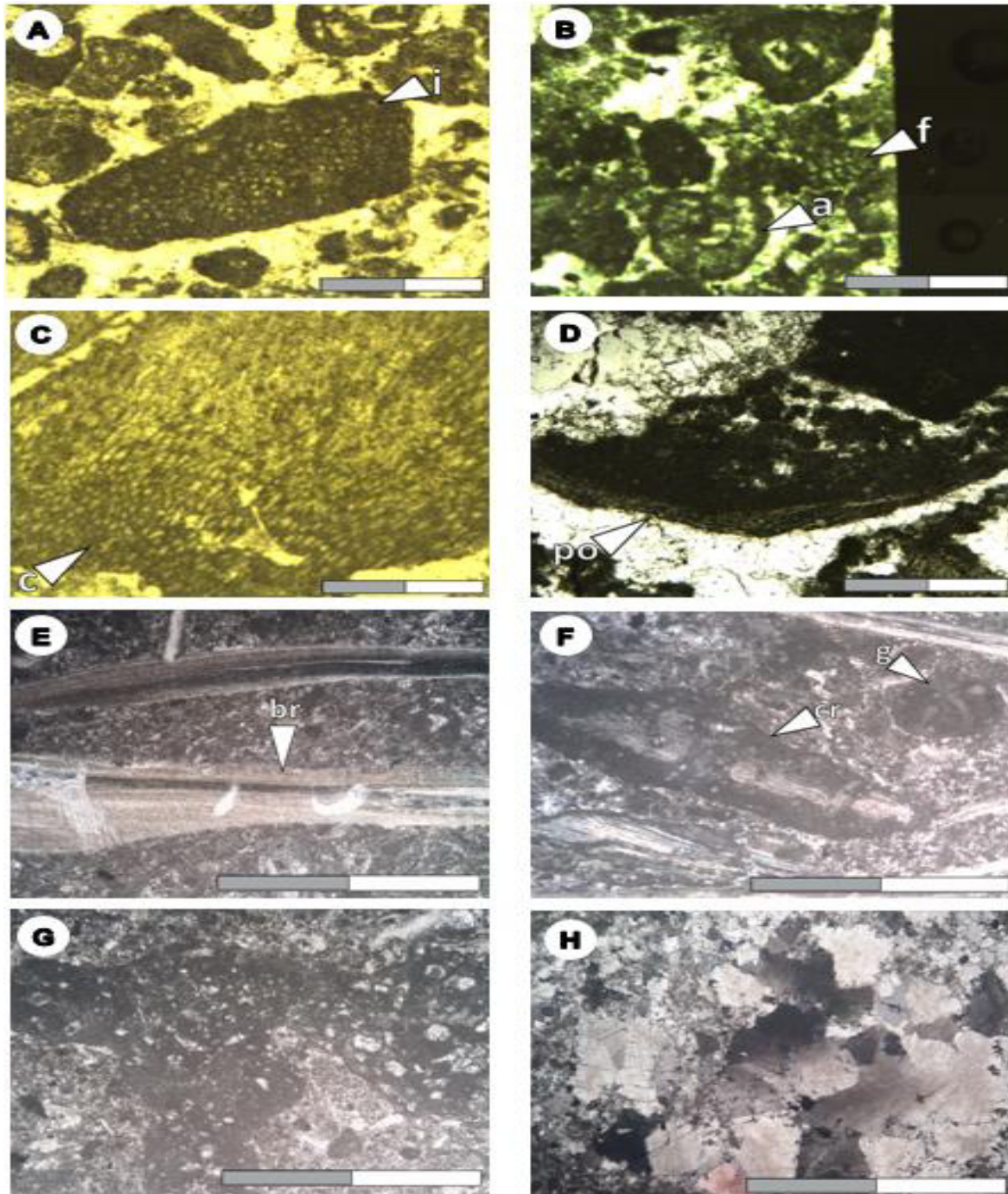
Tabla 4. Abundancia de granos esqueléticos y no esqueléticos de la asociación de microfacies PG2.

PG2	Ausente	Raro	Escaso	Frecuente	Abundante
Gasterópodo	X		X		
Foraminífero bentónico			X		
Equinodermo	X				
Rudista	X				
Ostrácodo	X				
Pelecípodo	X				
Estromatopórido	X				
Fragmento de concha	X				
Alga verde					X
Braquiópodo	X				
Coral	X				
Espanja	X				
Bríozaario	X				
Estromatolito	X				
Intraclasto			X		
Peloide	X				
Pellet	X				
Ooide	X				
Cortoides	X				

#### 4.2.5 Cañón de la Huasteca

#### 4.2.6 Asociación de microfacies CLH1

Esta asociación se caracteriza por la presencia de microfacies grano-soportadas principalmente del tipo grainstone (**Fig. 26**). Contiene intraclastos micríticos redondeados y subredondeados, gasterópodos con fábrica geopetal. También contiene ocasionalmente miliólidos y equinodermos con crecimiento de cemento syntaxial.



**Fig. 25. Asociación de microfacies PG3. (A)-(D) Rudstone** con intraclastos (i), foraminíferos bentónicos (f), fragmentos de corales (c), y algas verdes (a) en corte transversal; y estructura geopetal (po). Muestra CPG- 04.5. Barra de escala: 800µ. **(E)-(H) Floatstone** con intraclastos, gasterópodos (g) en corte longitudinal; fragmento de braquiópodo (br) pseudo puntuado, parche de dolomita; y corticoide (cr) desarrollado a partir de un fragmento de braquiópodo. Muestra CPG- 09. Barra de escala: 1mm.

Tabla 5. Abundancia de granos esqueléticos y no esqueléticos de la asociación de microfacies PG3.

PG3	Ausente	Raro	Escaso	Frecuente	Abundante
Gasterópodo			X		
Foraminífero bentónico			X		
Equinodermo			X		
Rudista	X				
Ostrácodo	X				
Pelecípodo	X				
Estromatopórido	X				
Fragmento de concha	X				
Alga verde			X		
Braquiópodo	X				X
Coral			X		
Esponja	X				
Briozoario			X		
Estromatolito	X				
Intraclasto					X
Peloide	X				
Pellet	X				
Ooide	X				
Cortoides			X		

#### 4.2.7 Asociación de microfacies CLH2

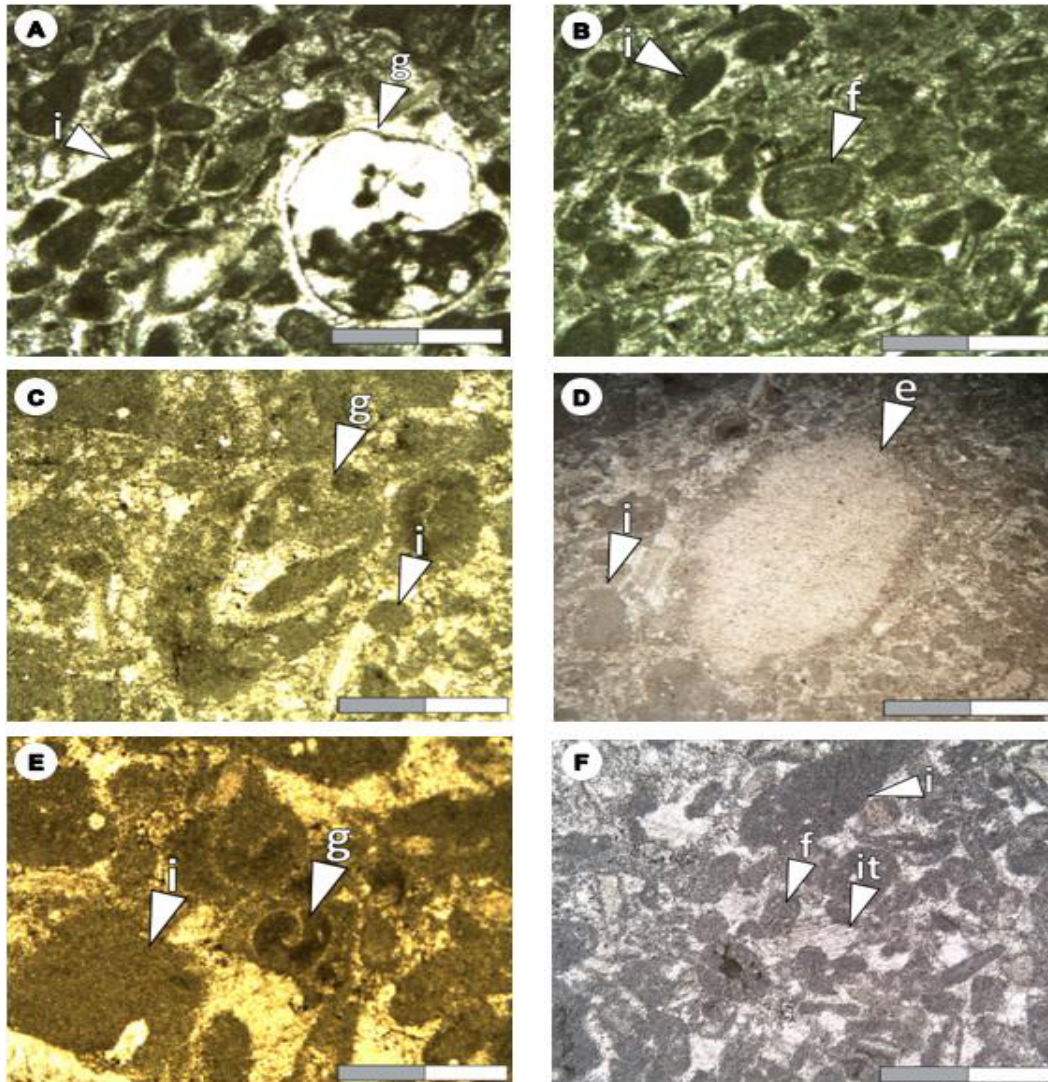
La principal característica de esta asociación es la presencia de fragmentos de conchas, intraclastos, miliólidos y radiolas de equinodermos (**Fig. 27**). Las microfacies que la representan son las siguientes:

- *Wackestone-Floatstone* con intraclastos y gasterópodos; ocasionalmente braquiópodos y pelecípodos; y miliólidos (**Fig. 27, A-C**).
- *Wackestone* con fragmentos de conchas, gasterópodos, pelecípodos, braquiópodos y fragmentos de equinodermos y miliólidos (**Fig. 27, D-F**).



#### 4.2.8 Asociación de microfacies CLH3

Esta asociación se caracteriza por presentar microfacies de floatstone con fragmentos de conchas, principalmente rudistas y gasterópodos, así como intraclastos, peloides y miliólidos (Fig. 28).



**Fig. 26. Asociación de microfacies CLH1.** (A) y (B) *Grainstone* de abundantes intraclastos (i), conchas de gasterópodos (g) con fábrica geopetal e intraclastos en su interior, raros foraminíferos bentónicos (f). Muestra CPLH-50. (C)-(F) *Grainstone* con abundantes intraclastos (i), frecuentes gasterópodos (g), escasos a raros foraminíferos bentónicos (f), y equinodermos (e) con crecimiento de cemento syntaxial (it), además de poros intergranulares con cemento syntaxial (it) en el interior. Muestra CPLH-103. Barra de escala: 800 $\mu$ .

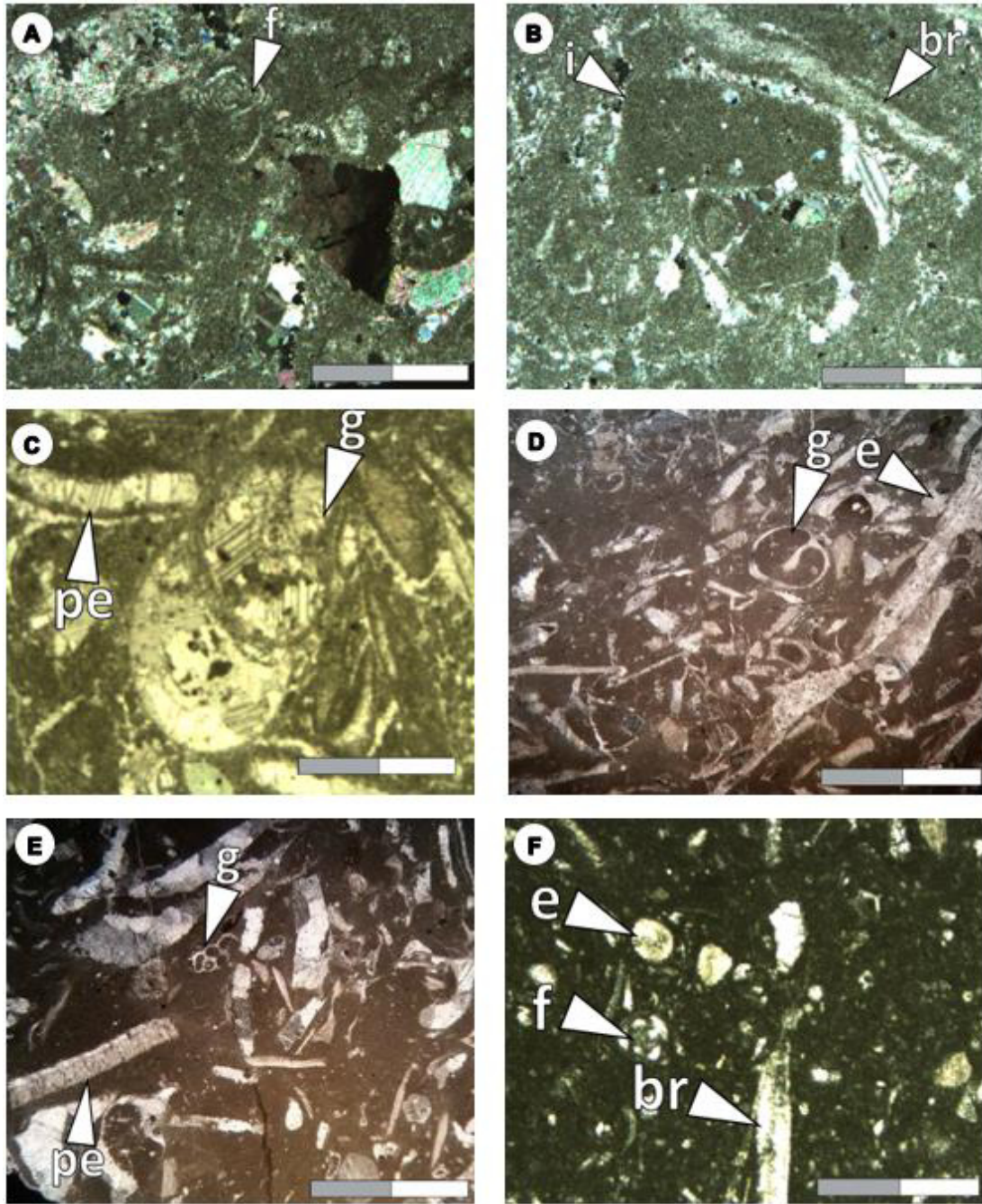
Tabla 6. Abundancia de granos esqueléticos y no esqueléticos de la asociación de microfacies CLH1.

CLH1	Ausente	Raro	Escaso	Frecuente	Abundante
Gasterópodo				X	
Foraminífero bentónico			X		
Equinodermo			X		
Rudista	X				
Ostrácodo	X				
Pelecípodo	X				
Estromatopórido	X				
Fragmento de concha	X				
Alga verde	X				
Braquiópodo	X				
Coral	X				
Esponja	X				
Briozoario	X				
Estromatolito	X				
Intraclasto					X
Peloide	X				
Pellet	X				
Ooide	X				
Cortoides	X				

#### 4.2.9 Asociación de microfacies CLH4

Esta asociación consta de mudstone con poco contenido de aloquímicos. Los pocos granos presentes consisten en valvas de ostrácodos. También presenta zonas bioturbadas y ocasionalmente ooides superficiales, además de parches de dolomita y pellets (**Fig. 29**).





**Fig. 27. Asociación de microfacies CLH2.** (A)-(C) *Wackestone-Floatstone* con abundantes intraclastos (i); frecuentes gasterópodos (g), braquiópodos (br) y pelecípodos (pe); y comunes a escasos foraminíferos bentónicos (f). Muestra CPLH-15B. (D) y (E) *Wackestone* con abundantes fragmentos de conchas de gasterópodos (g), pelecípodos (pe) y comunes a escasos equinodermos (e). Muestra CPLH 202m. (F) *Wackestone* con abundantes fragmentos de conchas, incluyendo braquiópodos (br), y comunes a escasos fragmentos de equinodermos (e) y foraminíferos bentónicos (f). Muestra CPLH-179. Barra de escala: 800μ.

Tabla 7. Abundancia de granos esqueléticos y no esqueléticos de la asociación de microfácies CLH2.

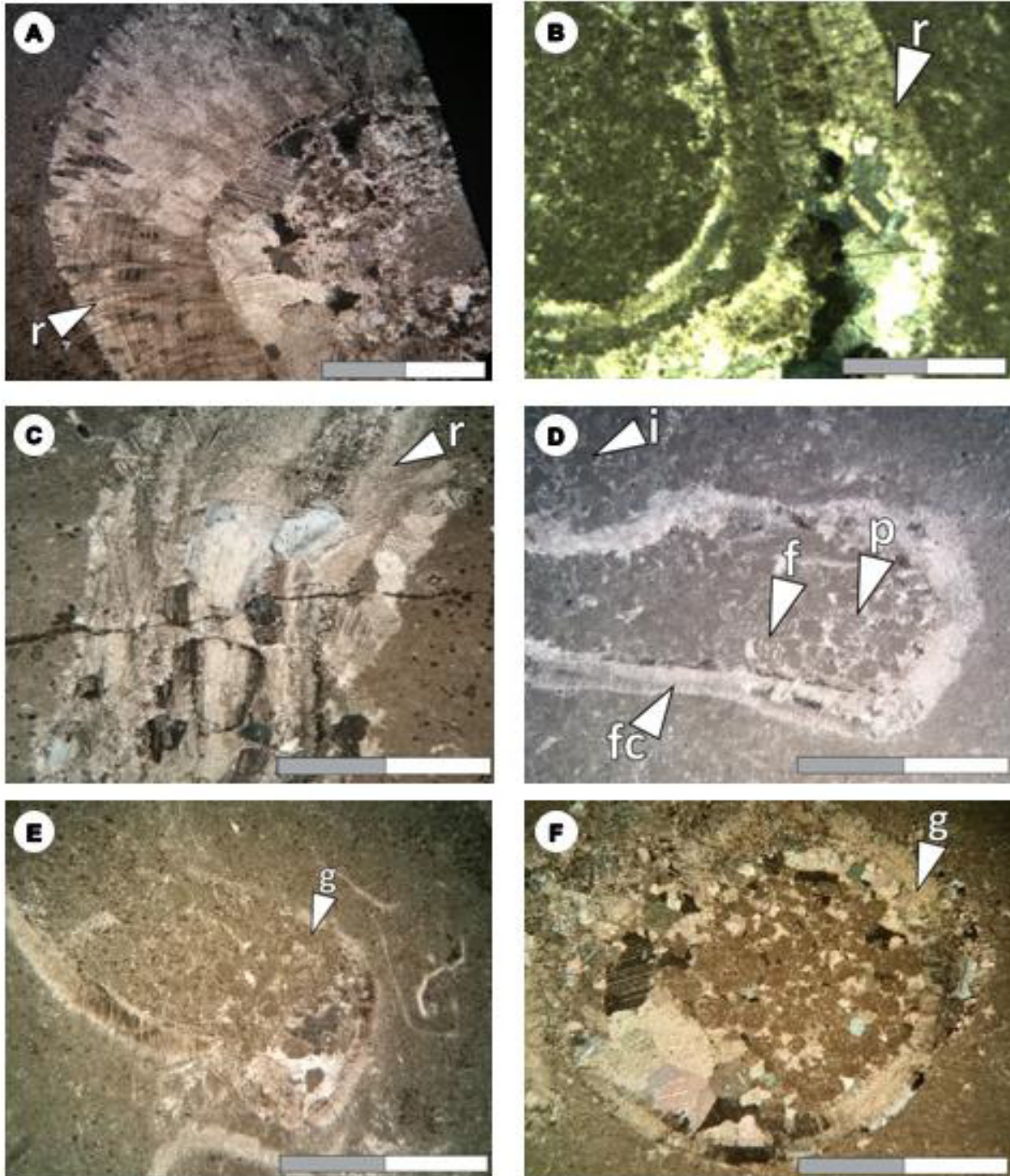
CLH2	Ausente	Raro	Escaso	Frecuente	Abundante
Gasterópodo	X				
Foraminífero bentónico			X		
Equinodermo			X		
Rudista	X				
Ostrácodo	X				
Pelecípodo	X				
Estromatopórido	X				
Fragmento de concha				X	
Alga verde	X				
Braquiópodo	X				
Coral	X				
Esponja	X				
Briozoario	X				
Estromatolito	X				
Intraclasto				X	
Peloide	X				
Pellet	X				
Ooide	X				
Cortoides	X				

#### 4.2.10 Asociación de microfácies CLH5

Esta asociación se caracteriza por el contenido de dacicládaceas, intraclastos y peloides (**Fig. 30**). En algunas muestras también se observan foraminíferos bentónicos entre los que destaca la presencia de miliólidos y ocasionalmente pelecípodos. La asociación se compone de las siguientes microfácies:

- *Rudstone* con algas verdes e intraclastos, miliólidos y fragmentos de pelecípodos (**Fig. 30, A-C**).
- *Wackestone* con algas verdes y ocasionalmente peloides (**Fig. 30, D**).





**Fig. 28. Asociación de microfacies CLH3. (A)-(C) Floatstone de rudistas (r).** Muestras CPLH-104d, CPLH-114b, CPLH-188b. **(D) Floatstone** con fragmentos de conchas (fc), abundantes intraclastos (i), y escasos foraminíferos bentónicos (f) y peloides (p). Muestra CPLH-131t. **(E) y (F) Floatstone** con gasterópodos (g) exhibiendo una estructura geopetal, con foraminíferos bentónicos (f) y peloides (p) en su interior. Muestras CPLH-106c y CPLH-112. Barra de escala: 800  $\mu$ , 1 mm.



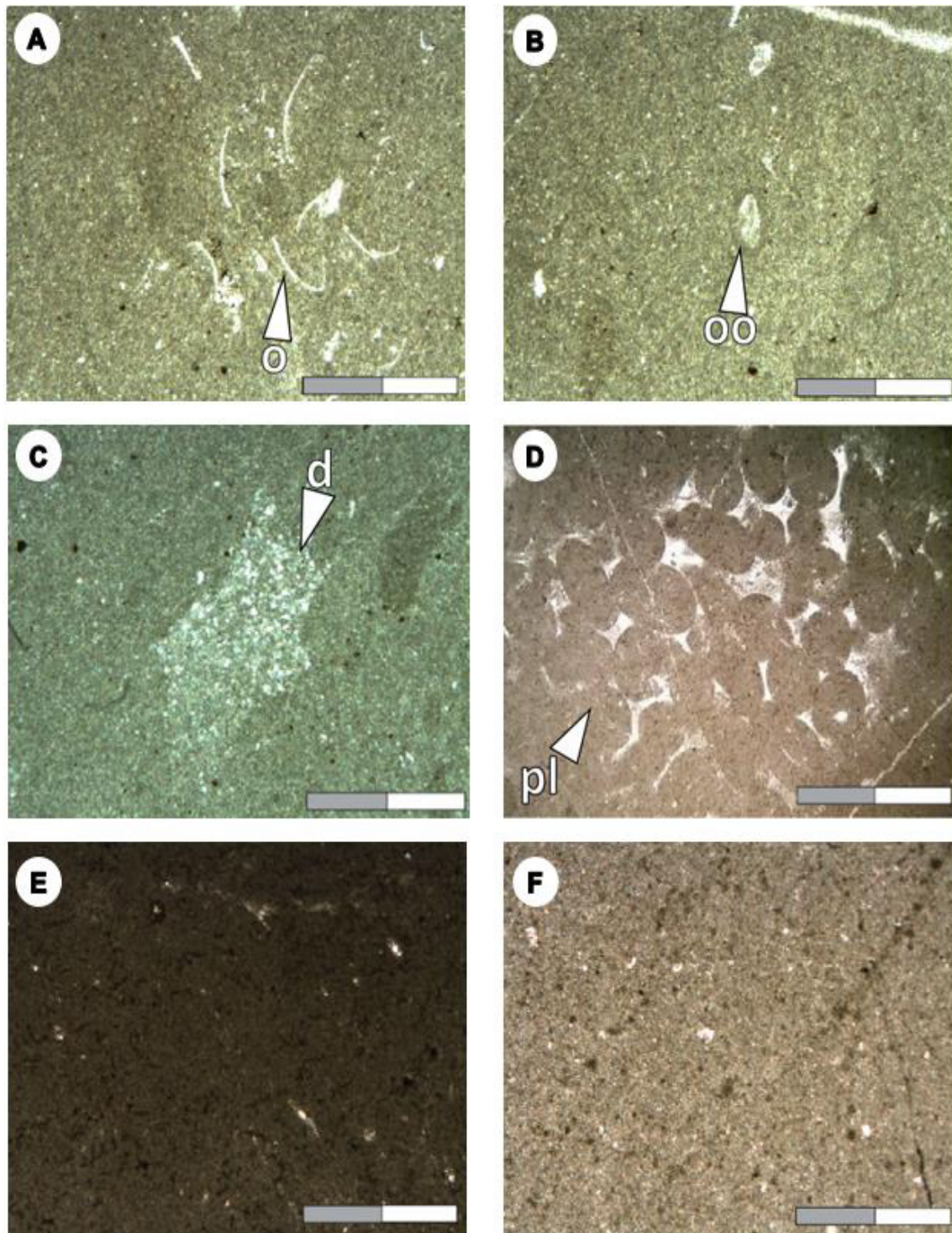
Tabla 8. Abundancia de granos esqueléticos y no esqueléticos de la asociación de microfacies CLH3.

CLH3	Ausente	Raro	Escaso	Frecuente	Abundante
Gasterópodo					X
Foraminífero bentónico			X		
Equinodermo	X				
Rudista					X
Ostrácodo	X				
Pelecípodo	X				
Estromatopórido	X				
Fragmento de concha					X
Alga verde	X				
Braquiópodo	X				
Coral	X				
Esponja	X				
Brizozario	X				
Estromatolito	X				
Intraclasto				X	
Peloide				X	
Pellet	X				
Ooide	X				
Cortoides	X				

#### 4.2.11 Asociación de microfacies CLH6

Esta asociación consta principalmente de peloides. Además, presenta pellets y regularmente miliólidos y estromatopóridos (**Fig. 31**). La asociación se compone de las siguientes microfacies:

- *Rudstone* con fragmentos de estromatopóridos, peloides y pellets (**Fig. 31, A**).
- *Packstone-Wackestone* con peloides; ocasionalmente miliólidos; y fragmentos de braquiópodos (**Fig. 31, B**).
- *Packstone* con peloides y fragmentos de braquiópodos (**Fig. 31, C**).



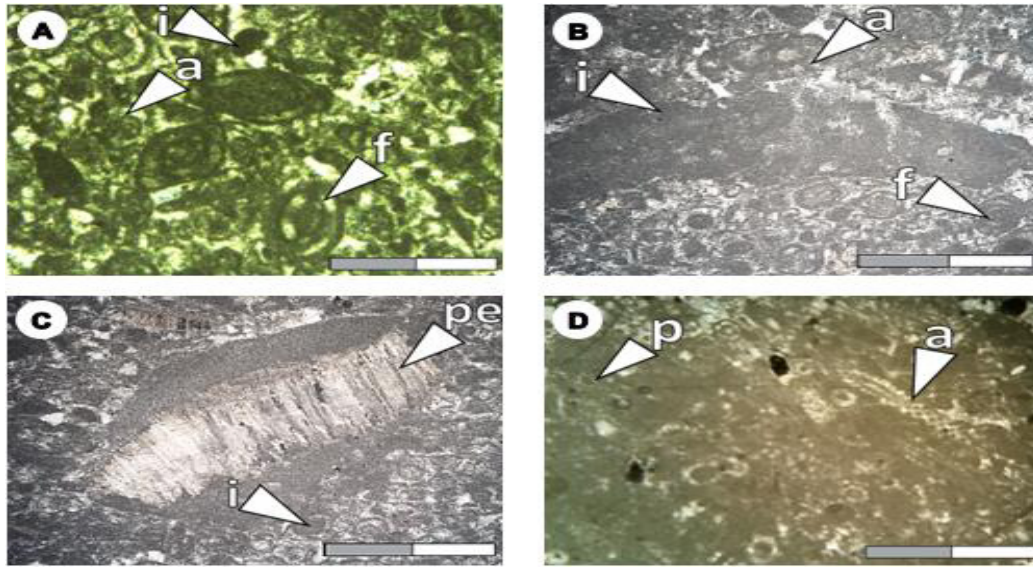
**Fig. 29. Asociación de microfacies CLH4. (A)-(C)** *Mudstone* bioturbado con escasos fragmentos de ostrácodos (**o**) y raros ooides (**oo**) superficiales. Muestra CPLH-152. **(D)** y **(E)** *Mudstone* bioturbado con pellets (**pl**) Muestra CPLH203T. **(F)** *Mudstone*. Muestra CPLH203. Barra de escala: 800μ.

Tabla 9. Abundancia de granos esqueléticos y no esqueléticos de la asociación de microfacies CLH4.

CLH4	Ausente	Raro	Escaso	Frecuente	Abundante
Gasterópodo	X				
Foraminífero bentónico	X				
Equinodermo	X				
Rudista	X				
Ostrácodo			X		
Pelecípodo	X				
Estromatopórido	X				
Fragmento de concha	X				
Alga verde	X				
Braquiópodo	X				
Coral	X				
Esponja	X				
Briozoario	X				
Estromatolito	X				
Intraclasto	X				
Peloide	X				
Pellet	X				
Ooide		X			
Cortoides	X				

#### 4.2.12 Asociación de microfacies CLH7

Esta asociación corresponde a microfacies de packstone con ooides. Los ooides son usualmente normales y suelen tener una corteza micritizada. La matriz suele exhibir evidencias de un neomorfismo intenso (**Fig. 32**).

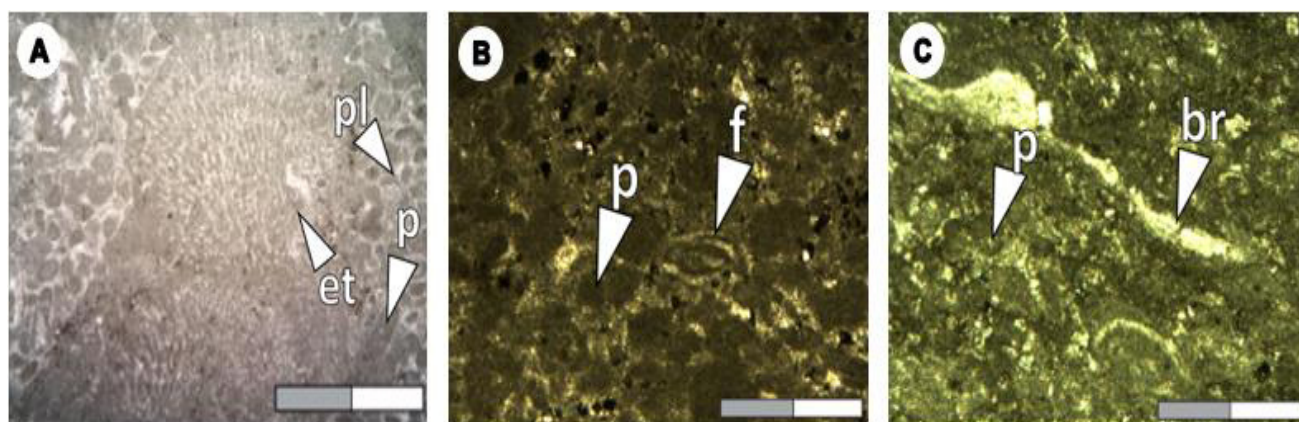


**Fig. 30. Asociación de microfacies CLH5.** (A)-(C) *Rudstone* con abundantes algas vedes (a) e intraclastos (i) micríticos y posibles gritas de desecación, frecuentes foraminíferos bentónicos (f), y escasos fragmentos de pelecípodos (pe). Muestra CPLH-127. (D) *Wackestone* con abundantes algas verdes (a) y de frecuentes a escasos peloides (p). Muestra CPLH 127b. Barra de escala: 800μ.

**Tabla 10. Abundancia de granos esqueléticos y no esqueléticos de la asociación de microfacies CLH5.**

CLH5	Ausente	Raro	Escaso	Frecuente	Abundante
Gasterópodo	X				
Foraminífero bentónico				X	
Equinodermo	X				
Rudista	X				
Ostrácodo	X				
Pelecípodo			X		
Estromatopórido	X				
Fragmento de concha	X				
Alga verde					X
Braquiópodo	X				
Coral	X				
Esponja	X				
Bríozoario	X				
Estromatolito	X				
Intraclasto				X	
Peloide				X	
Pellet	X				
Ooide	X				
Cortoides	X				

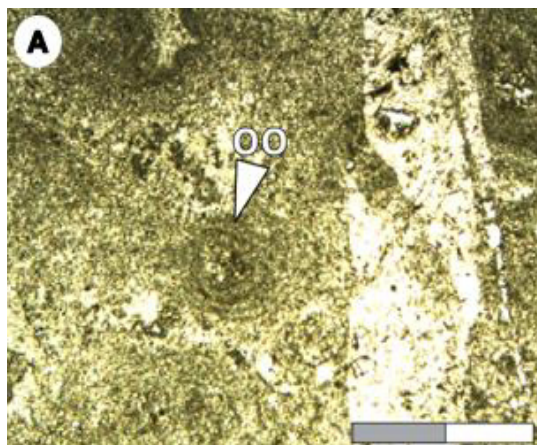




**Fig. 31. Asociación de microfacies CLH6.** a) *Rudstone* con fragmentos de estromatopóridos (et), abundantes peloides (p) y pellets (pl). Muestra LH-100b. b) *Packstone-Wackestone* con abundantes peloides (p) foraminíferos bentónicos varían de comunes a escasos (f). Muestra CPLH-133d. c) *Packstone* con abundantes peloides (p) y frecuentes fragmentos de braquiópodos (br). Muestra CPLH-109t. Barra de escala: 800μ.

**Tabla 11. Abundancia de granos esqueléticos y no esqueléticos de la asociación de microfacies CLH6.**

CLH6	Ausente	Raro	Escaso	Frecuente	Abundante
Gasterópodo	X				
Foraminífero bentónico			X		
Equinodermo	X				
Rudista	X				
Ostrácodo	X				
Pelecípodo	X				
Estromatopórido			X		
Fragmento de concha	X				
Alga verde	X				
Braquiópodo					
Coral					
Esponja					
Briozoario					
Estromatolito					
Intraclasto	X				
Peloide					X
Pellet				X	
Ooide	X				
Cortoides	X				



**Fig. 32. Asociación de microfacies CLH7. (A)** Packstone de ooides (oo) normales con una corteza micritizada. Nótese la matriz intensamente neomorizada. Muestra CPLH 109b. Barra de escala: 800 $\mu$ .

**Tabla 12. Abundancia de granos esqueléticos y no esqueléticos de la asociación de microfacies CLH7.**

CLH7	Ausente	Raro	Escaso	Frecuente	Abundante
Gasterópodo	X				
Foraminífero bentónico	X				
Equinodermo	X				
Rudista	X				
Ostrácodo	X				
Pelecípodo	X				
Estromatopórido	X				
Fragmento de concha	X				
Alga verde	X				
Braquiópodo	X				
Coral	X				
Esponja	X				
Briozoario	X				
Estromatolito	X				
Intraclasto	X				
Peloide	X				
Pellet	X				
Ooide					X
Cortoides	X				

#### 4.2.13 Asociación de microfacies CLH8

La asociación está constituida por microfacies de wackestone con una matriz usualmente neomorfizada o que puede presentar una textura coagulada. También suele presentar una fábrica fenestrada (con ojos de pájaros y estromatactis) y/o laminada. Está representado principalmente por ostrácodos y algunos intraclastos con desarrollo de una cubierta oolítica incipiente (**Fig. 33**).

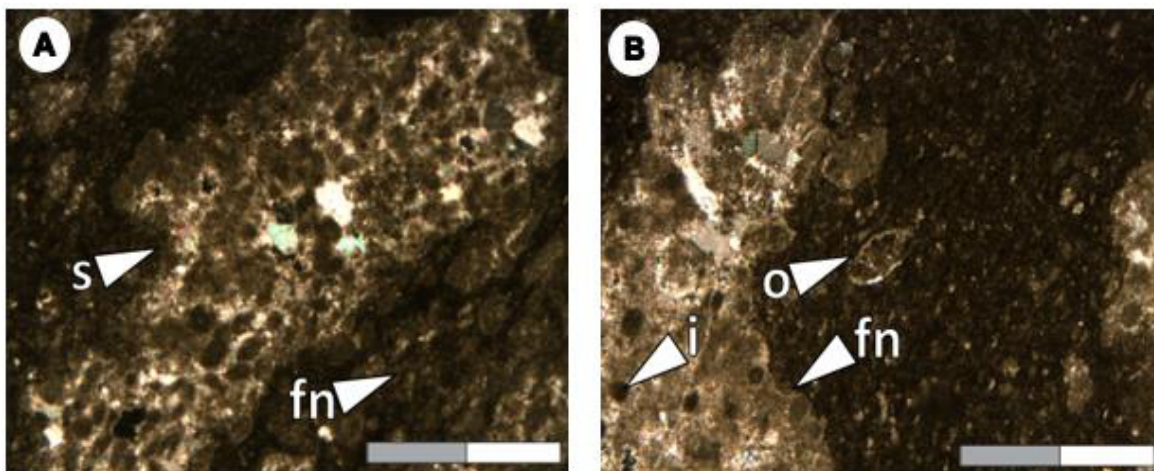
#### 4.2.13 Puerto México

#### 4.2.14 Asociación de microfacies PM1

La característica principal de esta asociación es el contenido de dasicladáceas e intraclastos y foraminíferos bentónicos del tipo miliólidos, así como de fragmentos de equinodermos. Estos aloquímicos se presentan principalmente en microfacies de floatstone, rudstone y en menor medida wackestone. Es común observar intraclastos micríticos con formas redondeadas a subredondeadas, fragmentos de pelecípodos y otros bioclastos. Algunas muestras presentan gasterópodos con fábrica geopetal e intraclastos en su interior. Además, contienen fragmentos de briozoarios, corales y braquiópodos. En algunas láminas se observan rasgos diagenéticos como parches de dolomía, crecimiento sintaxial en algunos fragmentos de equinodermos y formación de cemento radiaxial (**Fig. 34**).

#### 4.2.15 Asociación de microfacies PM2

Esta asociación se compone por microfacies de floatstone y rudstone con fragmentos de rudistas y algas verdes; ocasionalmente se encuentran intraclastos y foraminíferos bentónicos del tipo miliólidos, así como fragmentos de equinodermos, pelecípodos y fragmentos de esponjas, y hasta moldes de esponjas (**Fig. 35**). Algunos rasgos diagenéticos presentes en algunas muestras son la presencia de dedolomita, cementación botroidal y crecimiento de cemento sintaxial alrededor de algunos fragmentos de equinodermos.

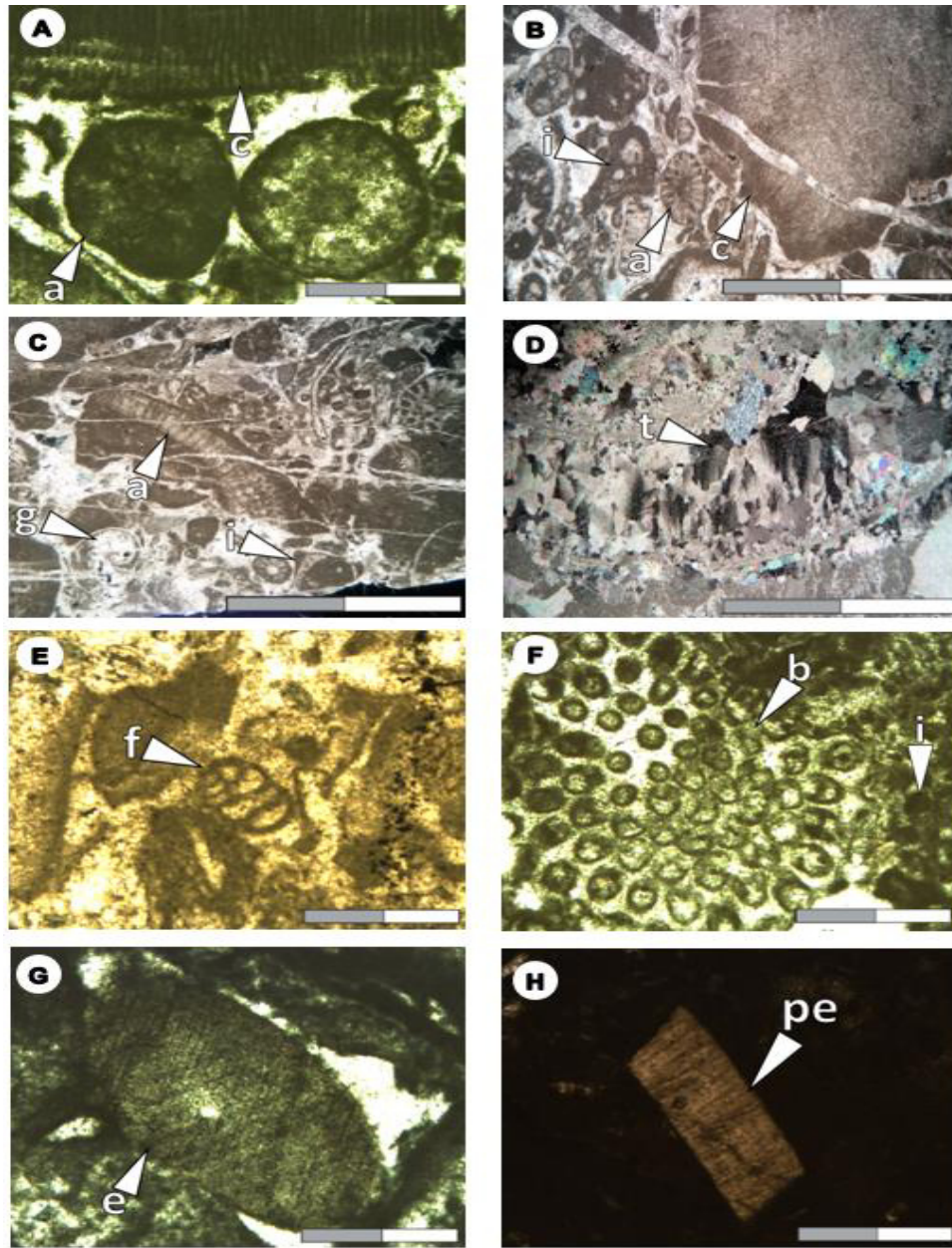


**Fig. 33. Asociación de microfácies CLH8. (A) y (C) Wackestone de fenestrado (fn), con estromatactis (s), frecuentes intraclastos (i) con desarrollo oolítico y raros ostrácodos (o). Muestra CPLH-0. Barra de escala: 800μ.**

**Tabla 13. Abundancia de granos esqueléticos y no esqueléticos de la asociación de microfácies CLH8.**

CLH8	Ausente	Raro	Escaso	Frecuente	Abundante
Gasterópodo	X				
Foraminífero bentónico	X				
Equinodermo	X				
Rudista	X				
Ostrácodo			X		
Pelecípodo	X				
Estromatopórido	X				
Fragmento de concha	X				
Alga verde	X				
Braquiópodo	X				
Coral	X				
Esponja	X				
Briozoario	X				
Estromatolito	X				
Intraclasto			X		
Peloide	X				
Pellet	X				
Ooide			X		
Cortoides	X				





**Fig. 34. Asociación de microfacies PM1.** (A) *Rudstone* con abundantes algas verdes (a), y frecuentes fragmentos de corales (c) e intraclastos micríticos. Muestra PM2-1. (B)-(D) *Rudstone* con abundantes algas verdes (a), escasos fragmentos de corales (c) e intraclastos (i) con fragmentos de pelecípodos, raros foraminíferos bentónicos (f); concha de gasterópodo (g) con fábrica geopetal. Nótese en la figura D el desarrollo de cemento radiaxial (t). Muestra PM2-2. (E) *Floatstone-Rudstone* con abundantes algas verdes; foraminíferos bentónicos comunes, (f) e intraclastos micríticos. Muestra PM1-1. (F) y (G) *Floatstone-Rudstone* con abundantes algas verdes; comunes foraminíferos bentónicos e intraclastos micríticos; escasos fragmentos de briozoarios (b) y equinodermos (e). Muestra PM3-2. (H) *Floatstone* con abundantes algas verdes, frecuentes fragmentos de conchas de ostreidos, pelecípodos (pe), foraminíferos bentónicos. PM4-3. Barra de escala: 800µm, 1mm.

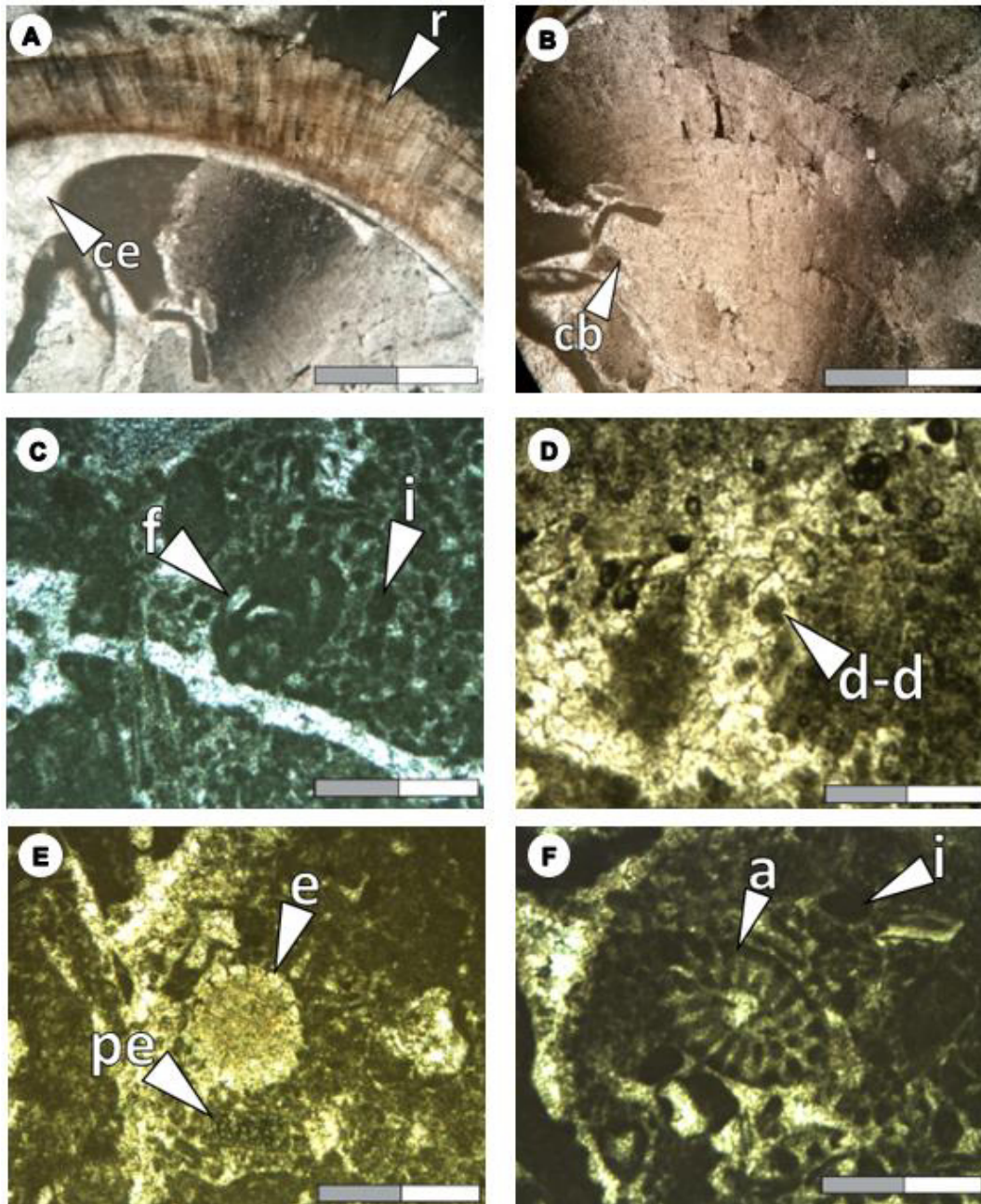
Tabla 14. Abundancia de granos esqueléticos y no esqueléticos de la asociación de microfacies PM1.

PM1	Ausente	Raro	Escaso	Frecuente	Abundante
Gasterópodo	X				
Foraminífero bentónico				X	
Equinodermo			X		
Rudista	X				
Ostrácodo	X				
Pelecípodo	X				
Estromatopórido	X				
Fragmento de concha	X				
Alga verde					X
Braquiópodo	X				
Coral	X				
Esponja	X				
Briozoario	X				
Estromatolito	X				
Intraclasto				X	
Peloide	X				
Pellet	X				
Ooide	X				
Cortoides	X				

#### 4.2.16 Asociación de microfacies PM3

Esta asociación está representada por microfacies lodo soportadas tipo floatstone y wackestone con fragmentos de equinodermos y fragmentos de conchas, incluyendo de gasterópodos e intraclastos, además de miliólidos (**Fig. 36**).





**Fig. 35. Asociación de microfacies PM2. (A) y (B) Rudstone** de conchas de rudistas (r) que exhibe calcita radial fibrosa, con frecuentes algas verdes e intraclasto; escasos fragmentos de pelecípodos. Nótese la cavidad del rudista con cemento esparítico (ce) y botroidal (cb). Muestra PM08. **(C) y (D) Floatstone** de conchas de rudistas; frecuentes algas verdes e intraclastos (i); comunes foraminíferos bentónicos (f); escasos equinodermos; y zonas con dedolomita (d-d). Muestra PM2-3. **(E) y (F) Floastone** de conchas de rudistas; frecuentes algas verdes (a), intraclastos (i) y foraminíferos bentónicos (f); escasos a ratos fragmentos de radiolas de equinodermos (e), pelecípodos (pe) y esponjas. Muestra PM3-2. Barra de escala: 800.

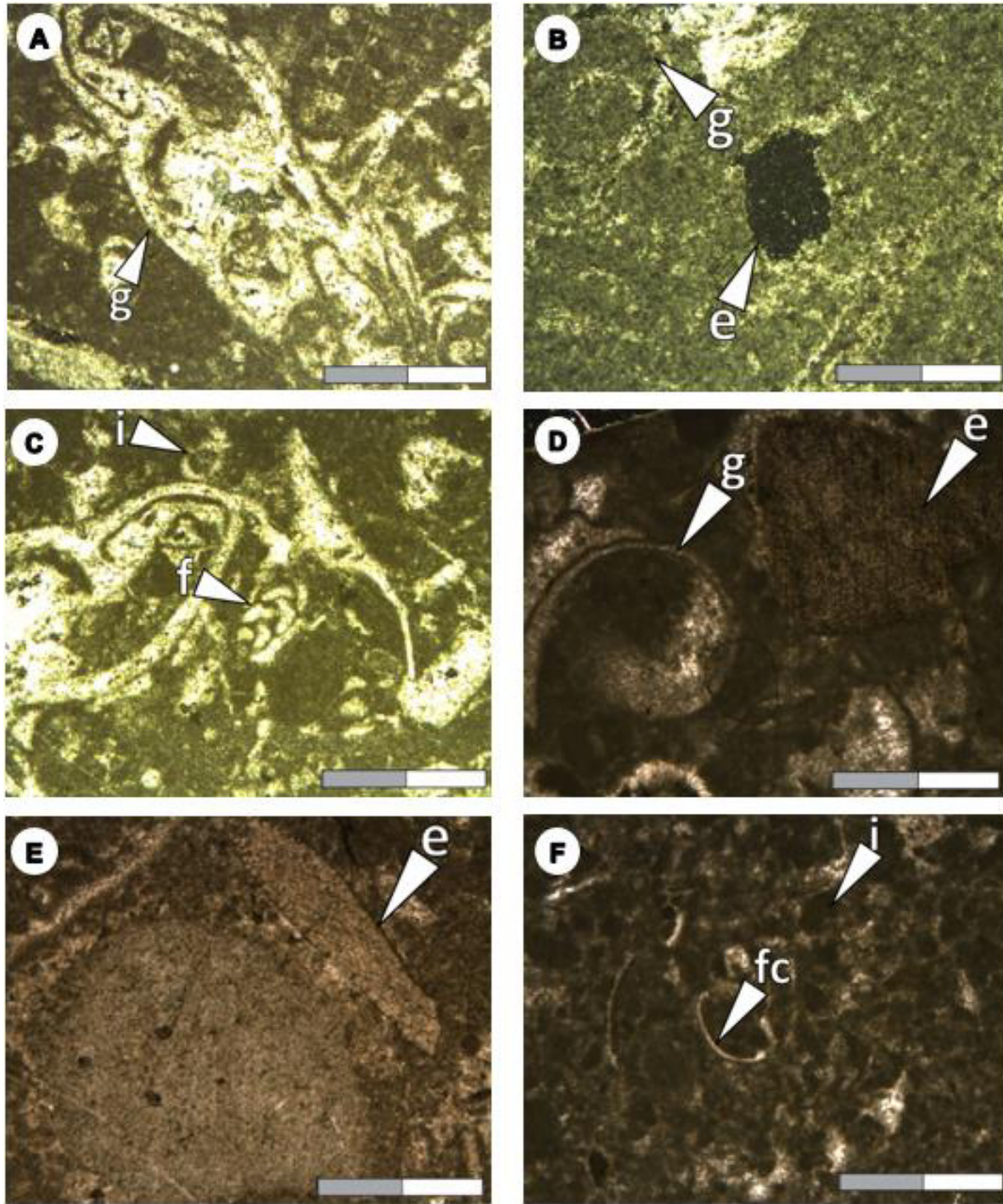
Tabla 15. Abundancia de granos esqueléticos y no esqueléticos de la asociación de microfacies PM2.

PM2	Ausente	Raro	Escaso	Frecuente	Abundante
Gasterópodo	X				
Foraminífero bentónico				X	
Equinodermo			X		
Rudista				X	
Ostrácodo	X				
Pelecípodo			X		
Estromatopórido	X				
Fragmento de concha	X				
Alga verde				X	
Braquiópodo	X				
Coral	X				
Espanja			X		
Briozoario	X				
Estromatolito	X				
Intraclasto				X	
Peloide	X				
Pellet	X				
Ooide	X				
Cortoides	X				

#### 4.2.17 Asociación de microfacies PM4

Esta asociación se compone por microfacies de floatstone con fragmentos de braquiópodos, además de otros aloquímicos como radiolas de equinodermos y conchas de gasterópodos. También se pueden observar intraclastos y zonas de la matriz con parches de dolomita (**Fig. 37**).





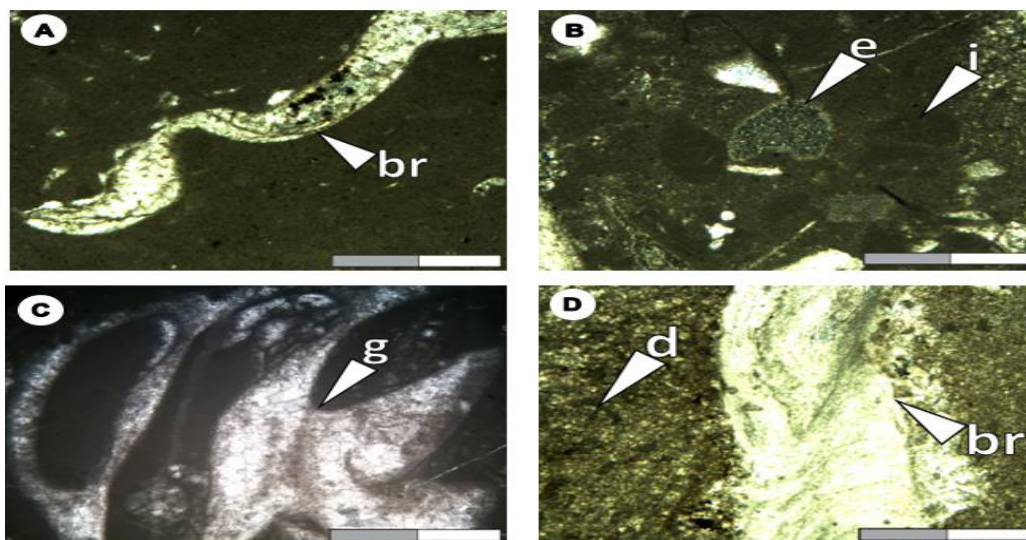
**Fig. 36. Asociación de microfacies PM3. (A)-(C) Floatstone** de frecuentes fragmentos de equinodermos (e), gasterópodos (g), intraclastos (i) y foraminíferos bentónicos escasos (f). Muestra PM1-3. **(D)-(F) Wackestone** con abundantes equinodermos (e), intraclastos (i); frecuentes fragmentos de conchas (fc) y concha de gasterópodos (g). Muestra PM01. Barra de escala: 800μ.

Tabla 16. Abundancia de granos esqueléticos y no esqueléticos de la asociación de microfacies PM3.

PM3	Ausente	Raro	Escaso	Frecuente	Abundante
Gasterópodo				X	
Foraminífero bentónico				X	
Equinodermo				X	
Rudista	X				
Ostrácodo	X				
Pelecípodo	X				
Estromatopórido	X				
Fragmento de concha				X	
Alga verde	X				
Braquiópodo	X				
Coral	X				
Eponja	X				
Brizozario	X				
Estromatolito	X				
Intraclasto				X	
Peloide	X				
Pellet	X				
Ooide	X				
Cortoides	X				

#### 4.2.18 Asociación de microfacies PM5

Esta asociación está representada por un matriz micrítica floatstone de esponjas con crecimiento muy incipiente de un tapete microbiano deformado (**Fig. 38**). También se observa suelos endurecidos o “*hardgrounds*” que están incrustados y perforados por los estromatolitos y esponjas.

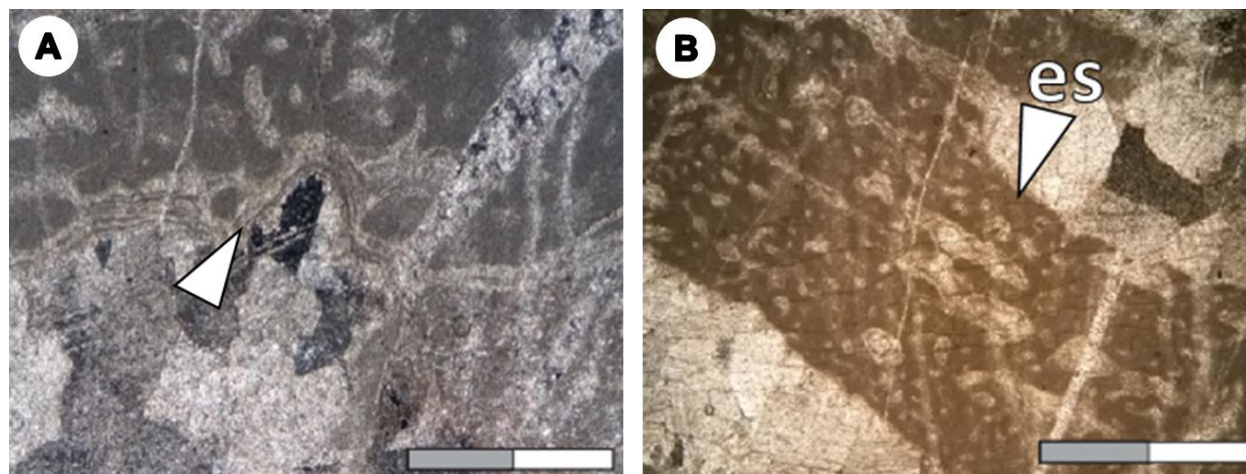


**Figura 37. Asociación de microfacies PM4. (A)-(C) Floatstone con fragmentos de braquiópodos (br); frecuentes intraclastos (i); y escasos equinodermos (e), gasterópodos (g). Muestra PM04. (D) Floatstone con fragmentos de braquiópodos (br) y zona de dolomita (d). Muestra PM07. Barra de escala: 800μ.**

**Tabla 17. Abundancia de granos esqueléticos y no esqueléticos de la asociación de microfacies PM4.**

PM4	Ausente	Raro	Escaso	Frecuente	Abundante
Gasterópodo					X
Foraminífero bentónico	X				
Equinodermo					X
Rudista	X				
Ostrácodo	X				
Pelecípodo	X				
Estromatopórido	X				
Fragmento de concha	X				
Alga verde	X				
Braquiópodo					X
Coral	X				
Esponja	X				
Bríozoario	X				
Estromatolito	X				
Intraclasto				X	
Peloide	X				
Pellet	X				
Ooide	X				
Cortoides	X				





**Fig. 38. Asociación de microfacies PM5. (A) y (B) Floatstone de esponjas (es) con crecimiento muy incipiente de un tapete microbiano deformado (flecha) en el límite de un cambio litológico (o de matriz). Muestra PM03. Barra de escala: 800μ.**

**Tabla 18. Abundancia de granos esqueléticos y no esqueléticos de la asociación de microfacies PM5.**

PM5	Ausente	Raro	Escaso	Frecuente	Abundante
Gasterópodo	X				
Foraminífero bentónico	X				
Equinodermo	X				
Rudista	X				
Ostrácodo	X				
Pelecípodo	X				
Estromatopórido	X				
Fragmento de concha	X				
Alga verde	X				
Braquiópodo	X				
Coral	X				
Esponja					X
Briozooario	X				
Estromatolito	X				
Intraclasto	X				
Peloide	X				
Pellet	X				
Ooide	X				
Cortoides	X				
Fenestrada	X				



En la siguiente tabla se resume las microfácies de cada una de las secciones analizadas (Tabla 19).

Tabla 19. Asociación de microfácies de las secciones analizadas.

	Potrero de García	Cañón de la Huasteca	Puerto México
Microfácies	PG1 <i>Wackestone-Floatstone</i> de p, f, a, i, pe, e y fc. <i>Wackestone</i> con p, f, a y fa.	CLH1 <i>Grainstone</i> de i, g, f. <i>Grainstone</i> con i, g, f.	PM1 <i>Rudstone</i> con a, y c e i. <i>Rudstone</i> con a, c, i, pe, f, g. <i>Floatstone</i> con f, i. <i>Floatstone-Rudstone</i> a, f, i, b y e. <i>Floatstone</i> con a, o, pe, f.
	PG2 <i>Grainstone</i> con a y f. <i>Packstone</i> con a, i.	CLH2 <i>Wackestone-Floatstone</i> de i, g, br y pe, f. <i>Wackestone</i> con g, pe y e. <i>Wackestone</i> de fc, br, e y f.	PM2 <i>Rudstone</i> de r, a, i, pe. <i>Floatstone</i> de r, a, i, f, e. <i>Floatstone</i> de r, a, i, f, e, pe, es.
	PG3 <i>Rudstone</i> de i, f, c y a. <i>Floatstone</i> con i, g, br, cr.	CLH3 <i>Floatstone</i> de r. <i>Floatstone</i> con fc, i, y f y p. <i>Floatstone</i> con g, f y p.	PM3 <i>Floatstone</i> de e, g, i, f. <i>Wackestone</i> con e, i, fc, g.
		CLH4 <i>Mudstone</i> bio, o y oo. <i>Mudstone</i> bio, pl.	PM4 <i>Floatstone</i> con br, i, e, g. <i>Floatstone</i> de br.
		CLH5 <i>Rudstone</i> con a, i, f, y pe. <i>Wackestone</i> de a y p.	PM5 <i>Floatstone</i> de es.
		CLH6 <i>Rudstone</i> de et, y p y pl. <i>Packstone-Wackestone</i> con p, f. <i>Packstone</i> con p y br.	
		CLH7 <i>Packstone</i> de oo.	

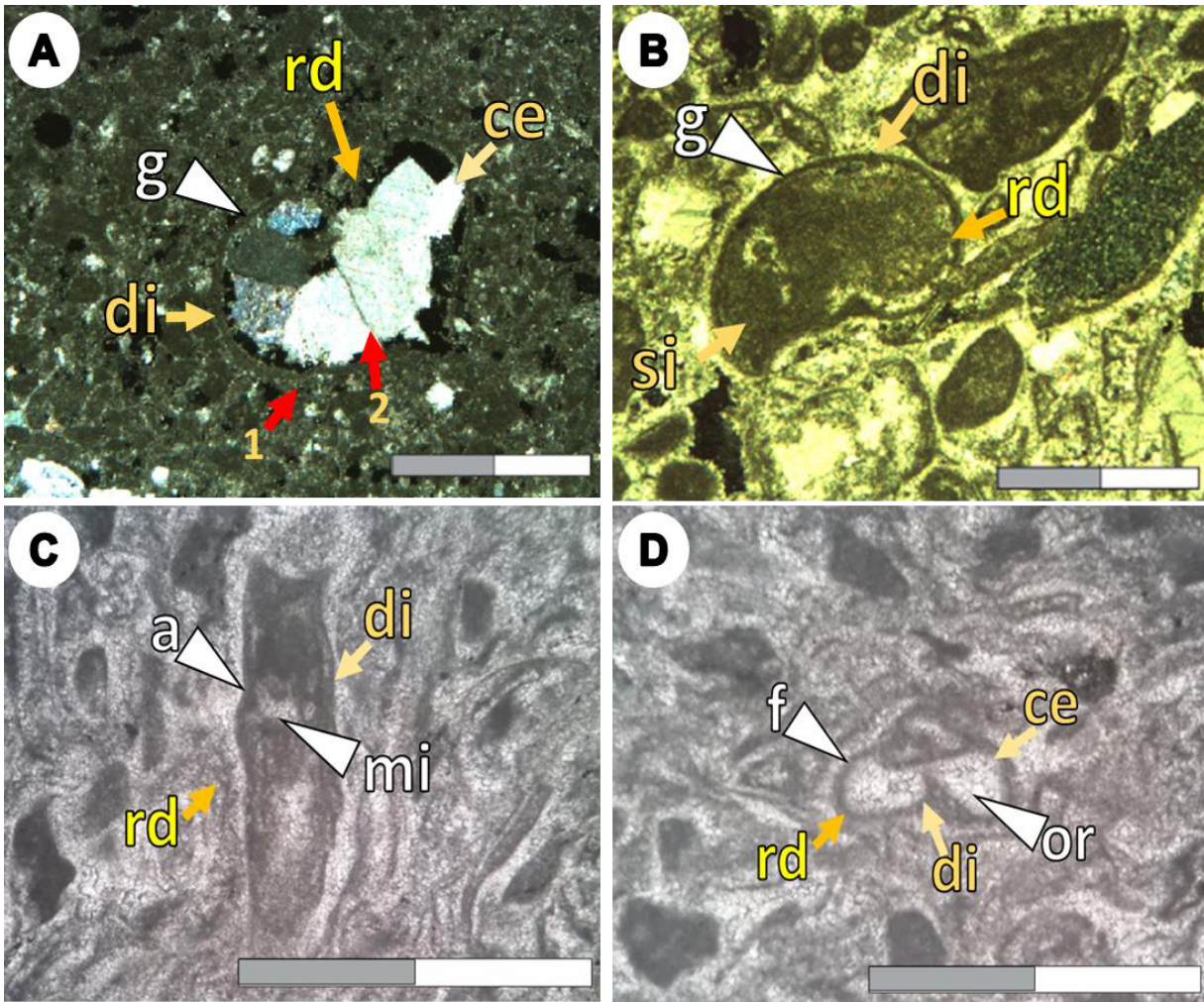
Granos esqueléticos: g: gasterópodo, a: alga verde, f: foraminífero bentónico, r: rudista, e: equinodermo, c: coral, o: ostrácodo, b: briozoario, br: braquiópodo, pe: pelecípodo, es: esponja, fc: fragmento de concha, et: estromatopórido, bio: bioturbación. Granos no esqueléticos: p: peloides, i: intraclasto, s: estromatáctil, pl: pellet, cr: cortóide, oo: ooide, fn: fenestra.

## 4.3 Procesos de Fosilización

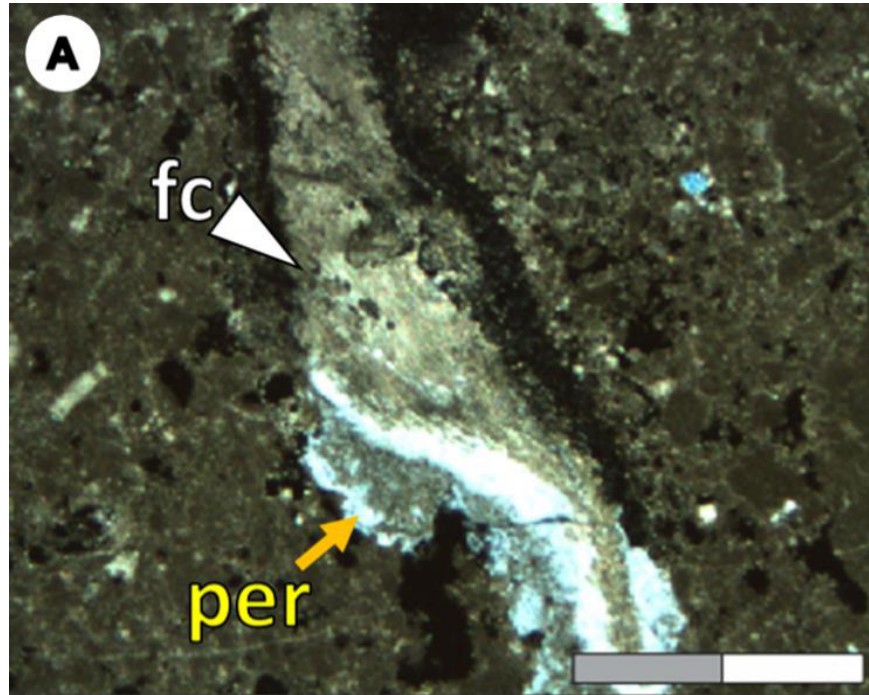
En esta sección se describen los principales procesos de fosilización en microfósiles encontrados en las tres secciones analizadas, incluyendo muestras de la Presa Francisco Zarco.

### 4.3.1 Potrero de García

En ésta localidad es común encontrar un proceso de reemplazamiento diferencial observado en cavidades de gasterópodos, foraminíferos bentónicos, fragmentos de coral, algas verdes, pelecípodos braquiópodos y otros fragmentos de conchas (**Figs. 23-25 y 39**). En algunas conchas de gasterópodos se presenta disolución y generación de porosidad secundaria, formando un poro que fue rellanado por agua y creando el cemento tipo A (alrededor del poro) y después el cemento tipo B (ortoesparita), dando como resultado cementación (**Fig. 39, A**). También en estas cavidades se observa precipitación de micrita por sedimentos interna (**Figs. 24, F, 39, B**). En fragmentos de braquiópodos se observa bioerosión que es provocada por una cubierta micrita la cual va construyendo una textura, que da lugar a la formación de los granos denominados cortoides y da una micritización incompleta (**Fig. 25, F**). Los fragmentos de algas verdes y las cavidades de foraminíferos bentónicos es evidente la disolución, formando una porosidad que fue reemplazada por microesparita (**Figs. 24, A, B, 25, B y 39, C**) y ortoesparita (**Figs. 24, A, B, 25, B 39, D**). El proceso de permineralización se observó en fragmentos de conchas de moluscos, donde se observa una permineralización selectiva por sílice (**Fig. 40**).



**Fig. 39. Proceso de Reemplazamiento diferencial.** (A) Concha de gasterópodo (g) con reemplazamiento diferencial (rd) presentando disolución (di) y cementación (ce). Nótese dos tipos de cemento el tipo A (1) y tipo B (2). Muestra CPG-01. (B) Concha de gasterópodo (g) con reemplazamiento diferencial (rd) de sedimentación interna (si) por micrita. Muestra CPG-06.5. (C) Fragmento de alga verde (a) en corte longitudinal con reemplazamiento diferencial (rd) presenta disolución (di) y neomorfismo agradante (microesparita (mi)). Muestra CPG-08. (D) Foraminífero bentónico (f) con reemplazamiento diferencial presentando disolución (di) y posterior cementación (ce) por ortoesparita (or). Muestra CPG-08 Barra de escala: 800µ, 1mm.



**Fig. 40. Proceso de Permineralización.** (A) Fragmento de concha (fc) con permineralización (per) selectiva. Muestra CPG-01. Barra de escala: 800μ.

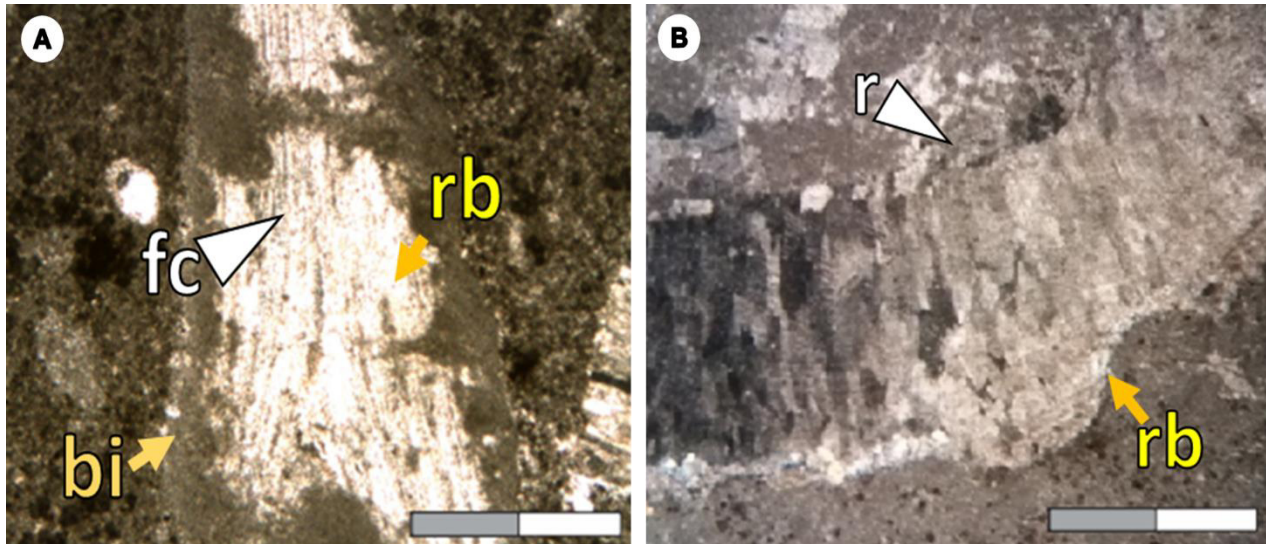
#### 4.3.2 Cañón de la Huasteca

En ésta localidad el reemplazamiento diferencial se observa en conchas de gasterópodos, pelecípodos, rudistas, braquiópodos, ostrácodos, cavidades de foraminíferos bentónicos, algas verdes y fragmentos de equinodermos (**Figs. 26-33 y 41**). En algunas conchas de gasterópodos se observa disolución y sedimentación interna en la parte inferior de la cavidad ya sea de micrita, peloides o foraminíferos bentónicos, mientras que la parte superior no está rellena de sedimento y en su lugar se precipita cemento (calcita) dando como resultado una estructura geopetal (**Figs. 26, A, 28, F**). Así mismo, otras cavidades de gasterópodos sufrieron sedimentación interna por micrita, seguida de una disolución selectiva formando un poro el cual se cementa formando ortoesparita (**Fig. 26, C**), en otros casos solo sufrieron sedimentación interna (**Figs. 26, E, 27, D, E, 28, E**) o cementación (**Fig. 27, C**).

En las conchas de pelecípodos, rudistas, ostrácodos y cavidades de foraminíferos bentónicos y algas se observa principalmente sedimentación interna de micrita o cementación por calcita



(Figs. 26, B, 27, C, F, 28, A, B, 29, A, 30, A, D, 31, B, 33, B). Algunos fragmentos de moluscos y pelecípodos se observa bioerosión formada por una cubierta micrítica no laminada que da lugar a la formación de los granos denominados cortoides (Figs. 30, C, 41, A).

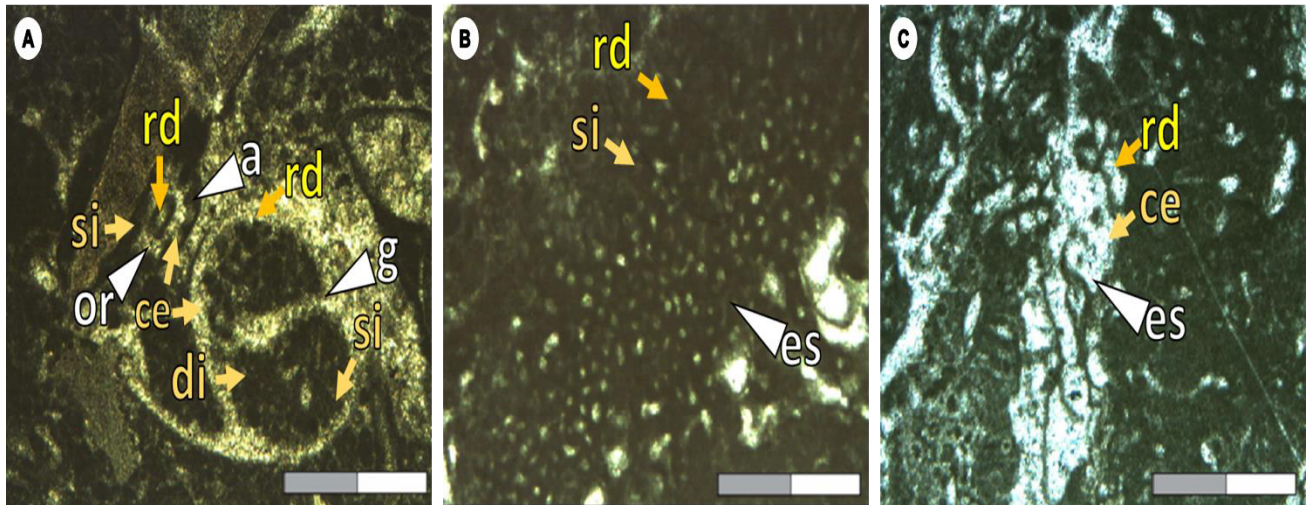


**Fig. 41. Proceso de Reemplazamiento diferencial.** (A) Fragmento de concha (fc) con reemplazamiento diferencial (rb) por una cubierta micrítica resultado de bioerosión insipiente (bi). Muestra CPLH-188b. (B) Concha de rudista (r) con reemplazamiento diferencial (rb) por calcita. Muestra CPLH-104d. Barra de escala: 800μ.

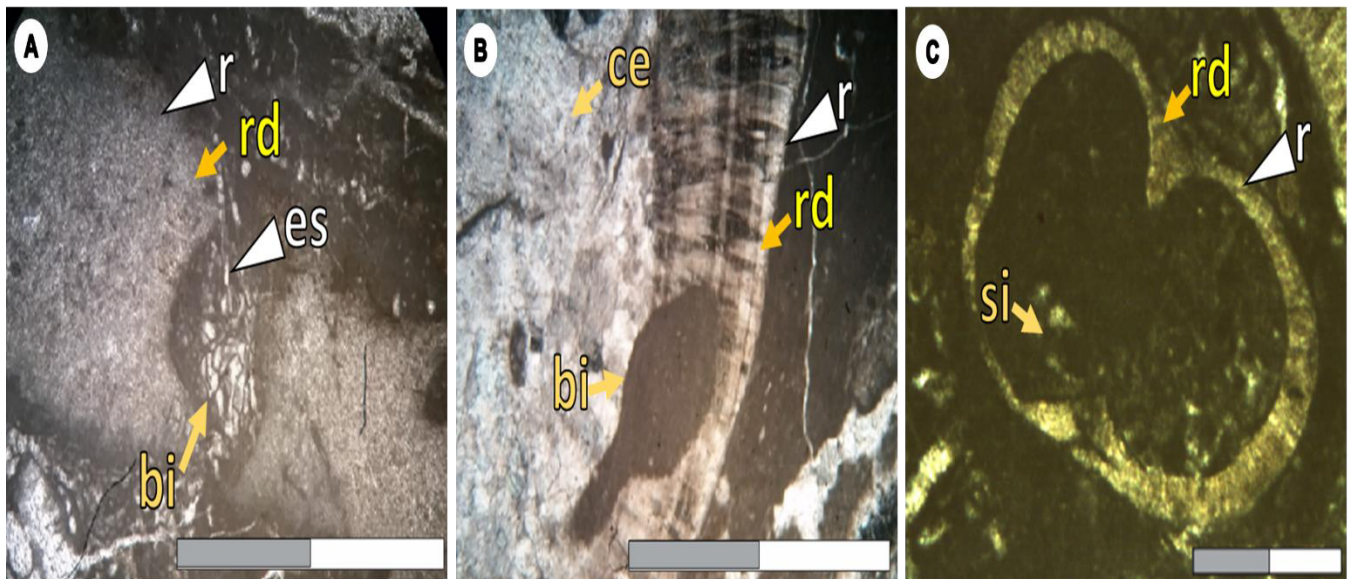
#### 4.3.3 Puerto México

El reemplazamiento diferencial en esta zona ocurre en cavidades de gasterópodos, rudistas, foraminíferos bentónicos, fragmentos de algas verdes, equinodermos, braquiópodos, esponjas y briozoarios (Figs. 34-38 y 42). En casi todos los organismos se observa una disolución y posterior cementación, sin embargo, en algunas cavidades de gasterópodos y algas verdes también se presenta sedimentación interna en su mayoría es micrita y en otros casos se trata de intraclastos micríticos (Fig. 42, A).

En algunas conchas de rudistas se observan con perforaciones hechas por diferentes organismos (Fig. 42, A y B). También se presenta, sedimentación interna con intraclastos (Fig. 42, C).



**Fig. 42. Proceso de Reemplazamiento diferencial.** (A) Concha de gasterópodo (g) con reemplazamiento diferencial (rd). Se observa disolución (di) y posterior reemplazamiento por cementación (ce) de cementos ortoesparíticos (or) y sedimentación interna (si). Alga verde (a) con reemplazamiento diferencial (rd) disolución (di) cementación (ce) y sedimentación interna (si). Muestra PM3-3. (B) y (C) Fragmentos de esponjas (es) con reemplazamiento diferencial (rd), se observa sedimentación interna (si) y cementación (ce). Muestra PM3-2. Barra de escala: 800μ.

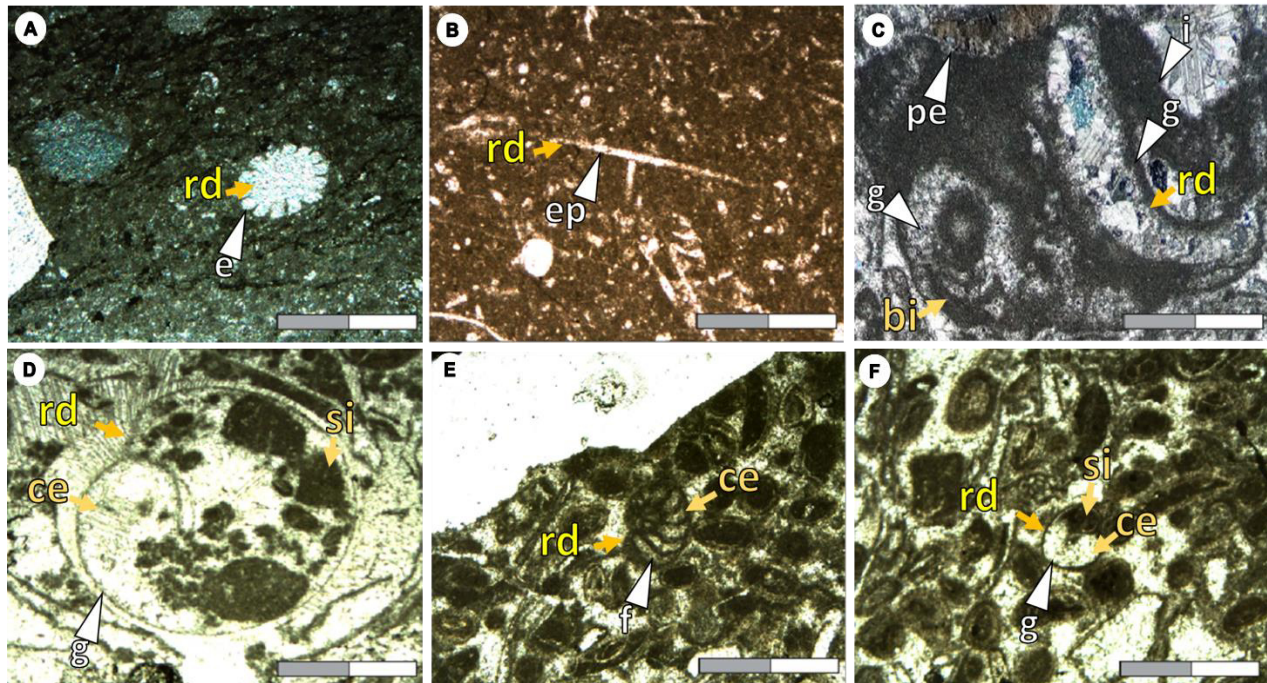


**Fig. 43. Proceso de Reemplazamiento diferencial.** (A) Concha de rudista (r) con reemplazamiento diferencial (rd) en su concha por micrita; además presenta bioerosión (bi) por una esponja (es). Muestra PM2-3. (B) Concha de rudista (r) con reemplazamiento diferencial (rd) por cementación (ce) de calcita dentro y fuera, también presenta bioerosión (bi) por un posible organismo. Muestra PM08. (C) Concha de rudista (r) con reemplazamiento diferencial (per) de calcita y sedimentación interna (si). Muestra PM3-2. Barra de escala: 800μ, 1mm.



## 4.4 Comparación con la parte occidental de Cupido: Presa Francisco Zarco

En esta localidad el reemplazamiento diferencial se observa en fragmentos de equinodermos, espículas de esponjas, pelecípodos y cavidades de gasterópodos y foraminíferos bentónicos (**Fig. 44**). En las cavidades de gasterópodos se presenta cementación y sedimentación interna dando lugar a una fábrica geopetal (**Fig. 44, D y F**).



**Fig. 44. Procesos de Reemplazamiento diferencial.** (A) Radiola de equinodermo (e) con reemplazamiento diferencial de ortoesparita (rd). Muestra PFZ213A'. (B) Espícula de esponja (ep) con reemplazamiento diferencial por cementación. Muestra PFZ207b. (C) Intraclasto (i) con bioerosión (bi), en su interior se observa micrita y fragmentos de conchas de gasterópodos (g) con reemplazamiento diferencial de calcita y ortoesparita, y pelecípodos (pe) con reemplazamiento diferencial por cementación. Muestra PFZ199m. Barra de escala: 800μ. (D-F) Conchas de gasterópodos (g) con reemplazamiento diferencial (rd) por cementación (ce) y sedimentación interna (si). Muestras PFZ200t y PFZ201b. (E) Foraminífero bentónico (f) con reemplazamiento diferencial por cementación con ortoesparita. Muestra PFZ200t. Barra de escala: 800μ.

En algunas cavidades de foraminíferos bentónicos se observa reemplazamiento diferencial por calcita y permineralización selectiva por sílice (**Fig. 45**).

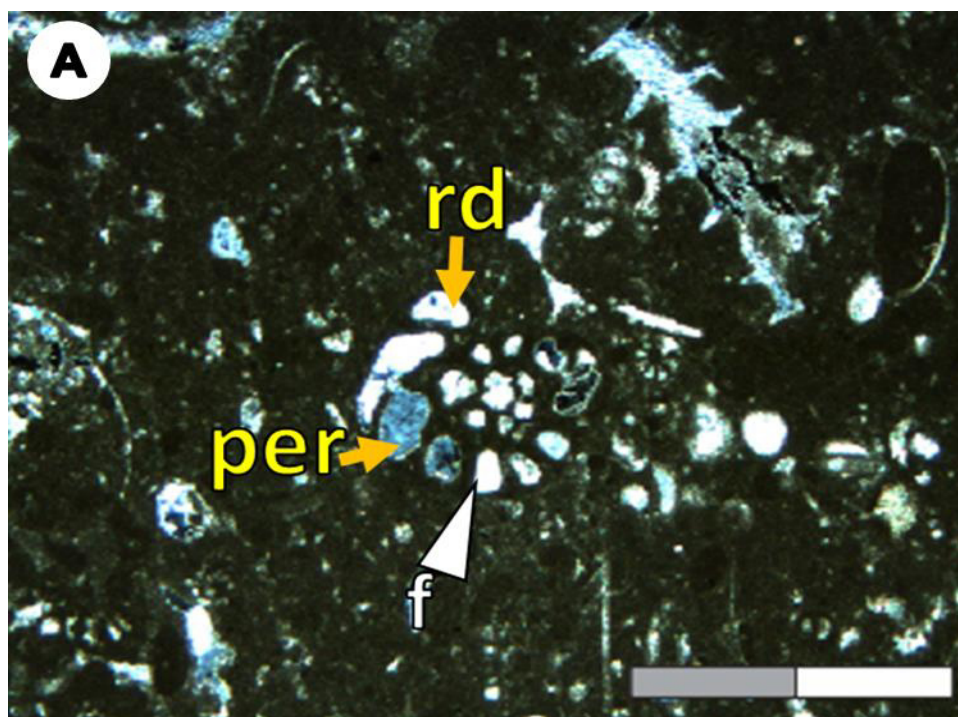


Fig. 45. Procesos de Permineralización y Reemplazamiento diferencial. (A) Foraminífero bentónico (f) con reemplazamiento diferencial (rd) y permineralización (per).

Los principales procesos de fosilización de cada una de las secciones analizadas, incluyendo su comparación con la Presa Francisco Zarco se resumen en la Tabla 4.

Tabla 20. Procesos de fosilización de las localidades analizadas y la localidad comparativa.

Procesos de Fosilización	Potrero de García	Cañón de la Huasteca	Puertos México	Presa Francisco Zarco
Reemplazamiento diferencial	g, f, c, a, pe, br, fc	g, pe, r, br, o, f, a, e	g, r, f, a, e, br, es, b	e, ep, pe, g, f
Permineralización	fc			f

Granos esqueléticos: g: gasterópodo, a: alga verde, br: braquiópodo, b: briozoario, f: foraminífero bentónico, fc: fragmento de concha, e: equinodermo, pe: pelecípodo, r: rudista, es: esponja, ep: espícula de esponja.

## 4.5 Química mineral y Microscopia electrónica

En este trabajo se recolecto un coral fósil de la sección de Puerto México y corales recientes de una localidad arrecifal de Cancún como referencia reciente (**Figs. 46 y 47**), con la finalidad de ver los cambios en la composición de un ejemplo de agua de mar moderno respecto a las condiciones del paleoambiente en Cupido.

### 4.5.1 Microsonda Electrónica (*electron-microprobe analyzer*, EMPA)

Las imágenes de los fósiles y corales recientes se observan a continuación (**Figs. 48-50**); en estas imágenes se marcaron puntos para el análisis de WDS (análisis cuantitativo). Además, en la imagen E y F se tomaron puntos para analizar por EDS (análisis semicuantitativo) (**Fig. 48**). Del análisis por EDS se observan los siguientes diagramas (**Figs. 51 y 52**), que presentan la concentración de barita y pirita, diseminada aleatoriamente dentro de las calizas.

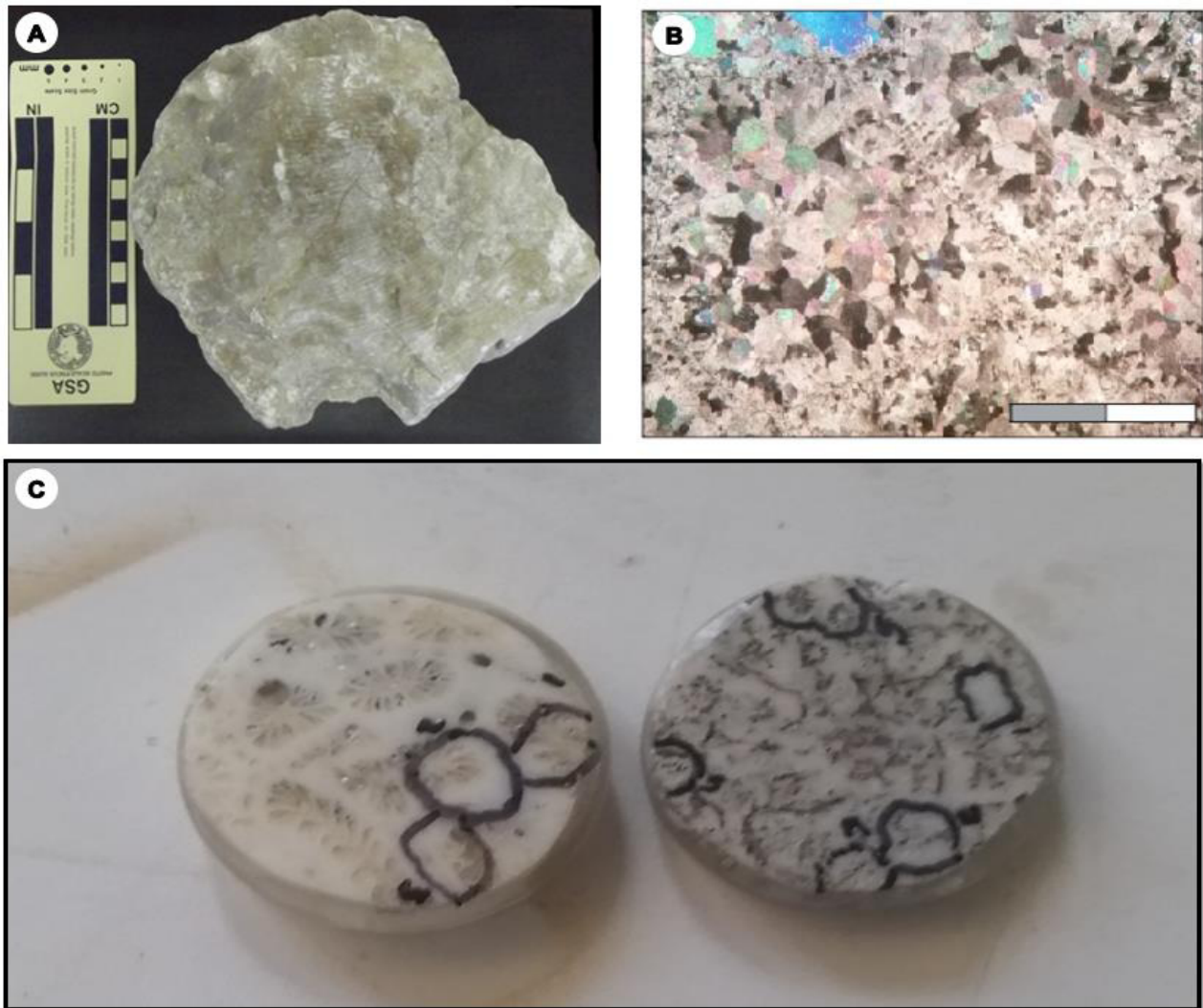
En las siguientes tablas se muestra la química mineral mediante EMPA (**Tabla 21**) y el cálculo de fórmula estructural de minerales de carbonato, con base en el balance de cargas y  $\text{CO}_3$  fijo (**Tabla 22**). De los análisis de EMPA se observa que el mineral de carbonato en todas las muestras es calcita de la fórmula general  $(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Mn}) \text{CO}_3$  entre los extremos calcita-dolomita (**Fig. 53**). Los esquemas ternarios indican que todos los puntos se agrupan hacia el extremo esquina superior (en donde se ubica la calcita), por lo que se infiere que las muestras son calcitas, descartando que haya impurezas de Mg, Mn y Fe (**Fig. 53**). Sin embargo todas las calcitas se ubican en el campo de calcita-dolomita.

El análisis de la química mineral revela que los componentes diferentes al calcio representan el 4155.9% en peso de los minerales analizados en muestras fósiles, mientras que el 7239.8% en peso de los minerales analizados en muestras de corales recientes

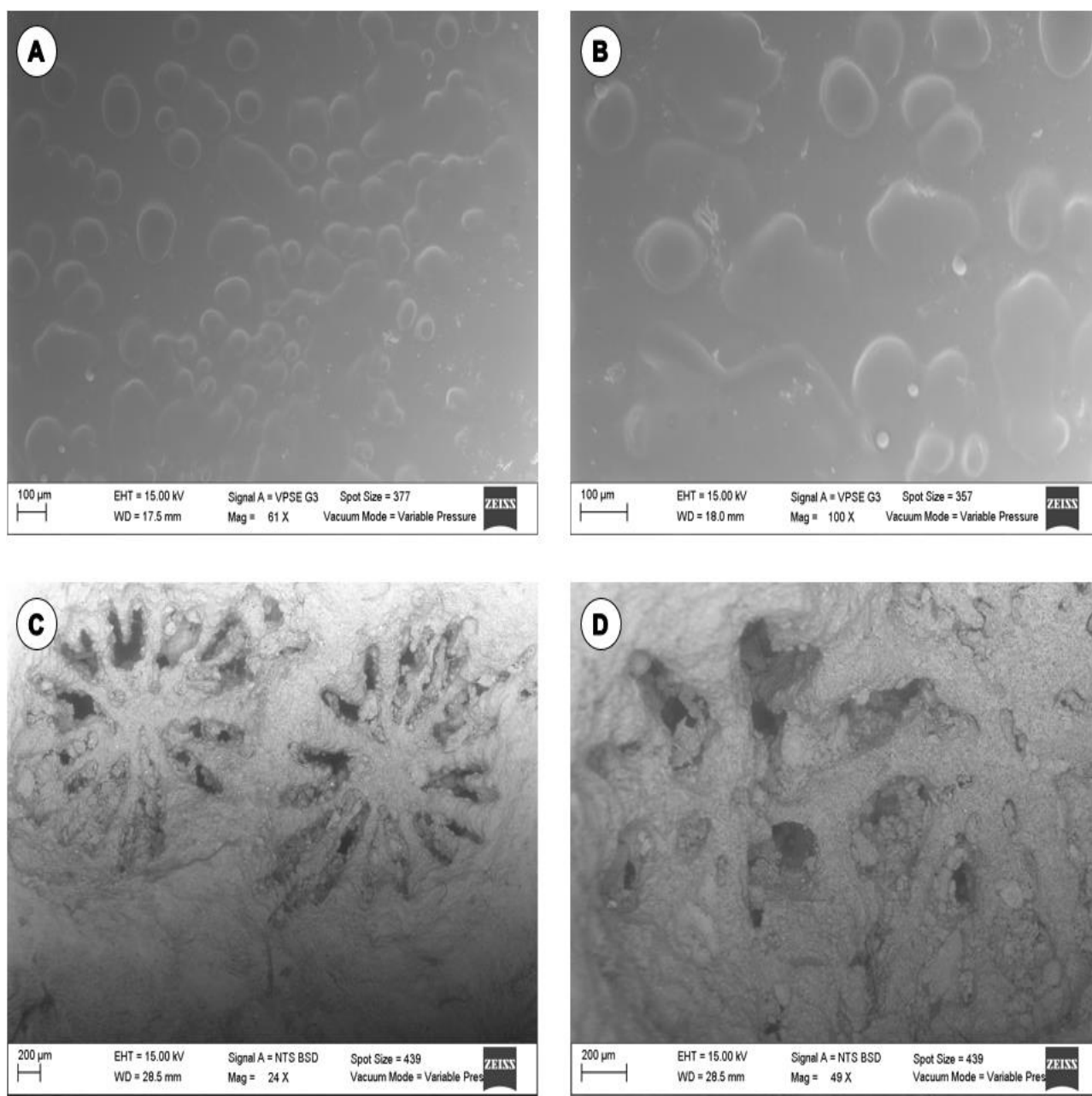
Las tablas 23 y 24 muestran el contenido en elementos mayores y traza en fósiles y en corales recientes.



El gráfico de la figura 54 se observa la comparación entre la concentración de elementos mayoritarios presentes en el coral fósil, equinodermo, alga verde y coral reciente. La concentración mayor en fósiles y corales recientes es de CaO y MgO, seguido de un contenido moderado de BaO principalmente en muestras fósiles y concentraciones menores en K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O, SrO, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub> y PbO, en ambas muestras.

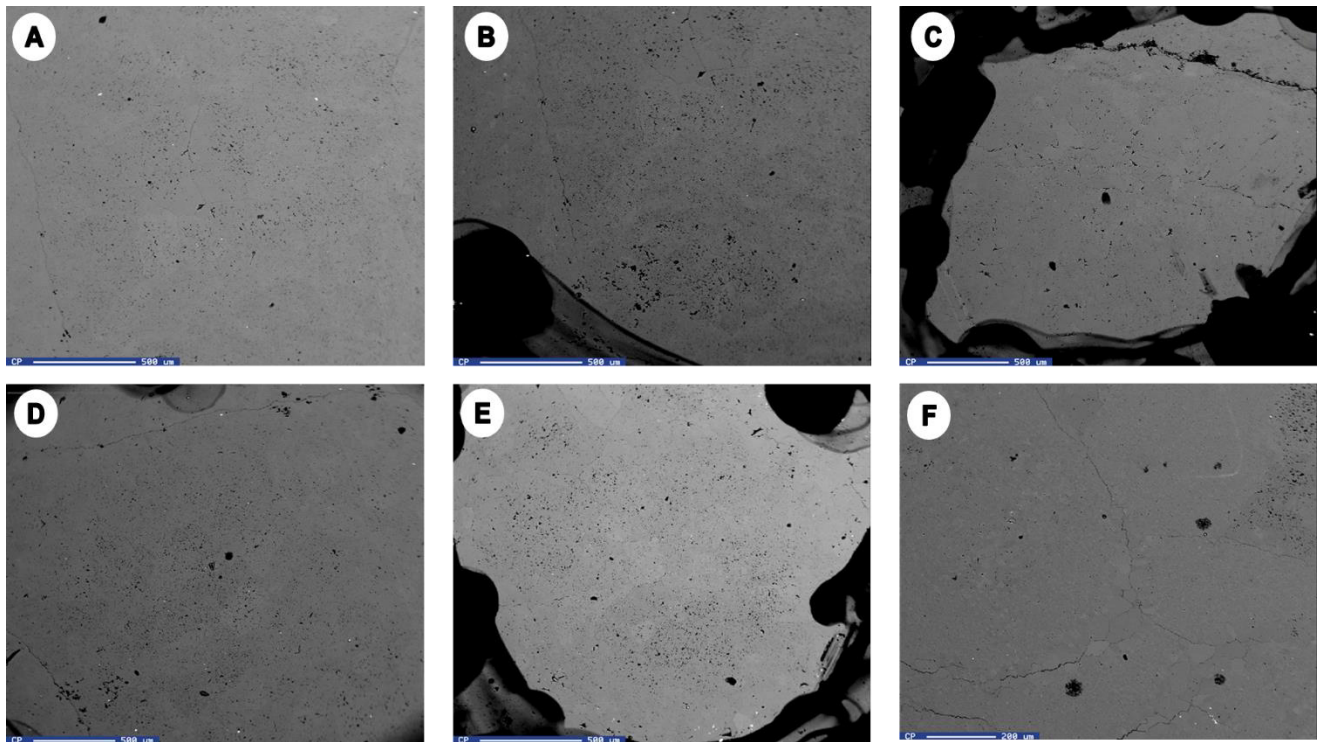


**Fig. 46. Muestras de Corales.** (A) y (B) Coral fósil de la localidad de Puerto México, (A) muestra de mano, (B) fotomicrografía que ilustra la morfología del coral (septos). Barra de escala: 800μ. (C) Muestras de mano corales de Cancún.

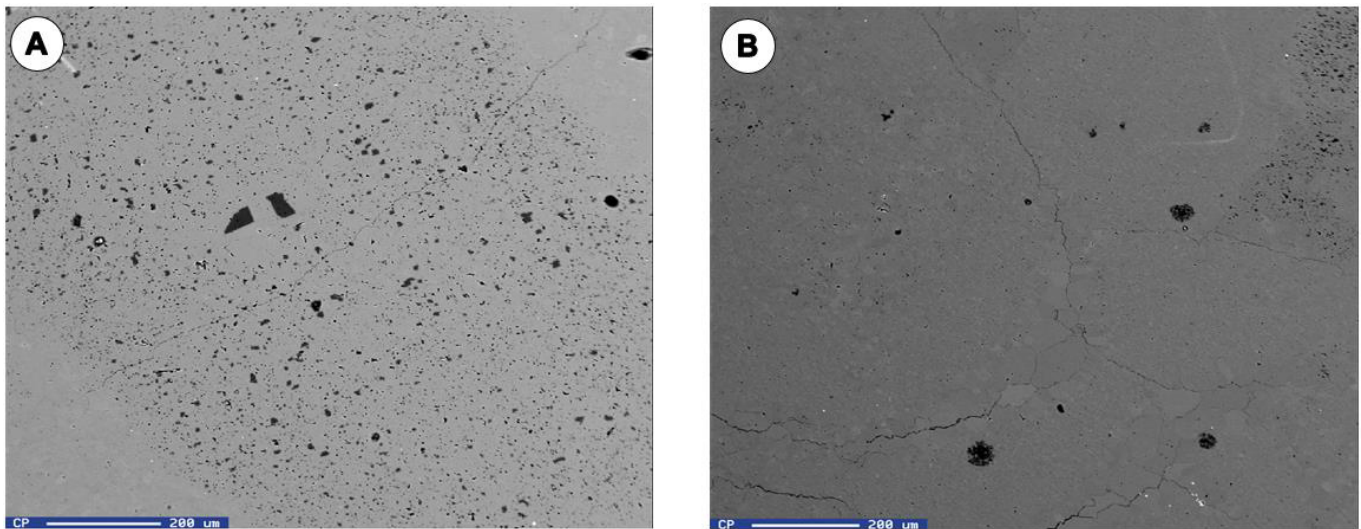


**Fig. 47. Imágenes de SEM de electrones retrodispersados (BSE) y secundarios (SE) de Corales. (A) y (B) Coral fósil de Puerto México. (C) y (D) Coral reciente de Cancún. Obtenidas por el Microscopio electrónico de barrido (SEM) Zeiss. EVO MA 10.**





**Fig. 48.** Imágenes de SEM de electrones retrodispersados (BSE) de Coral Fósil de Puerto México. (A) Muestra de Coral f1. (B) Muestra de Coral f1ccd. (C) Muestra de Coral f2. (D) Muestra de Coral f3 txyc. (E) Muestra de Coral f4 p. (F) Muestra de Coral f6.



**Fig. 49.** Imágenes de SEM de electrones retrodispersados (BSE) de diferentes fósiles. (A) Fragmento de equinodermo. (B) Fragmento de alga verde.

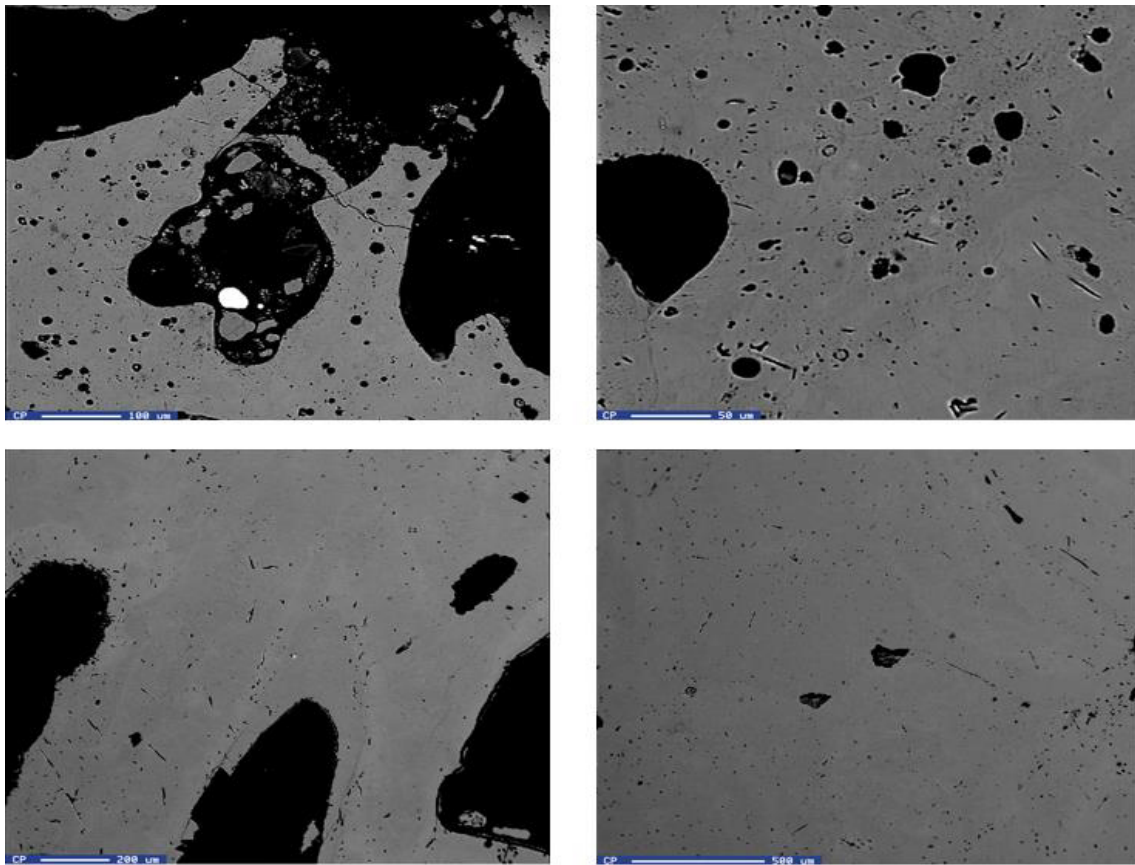


Fig. 50. Imágenes de SEM de electrones retrodispersados (BSE) de un coral reciente.

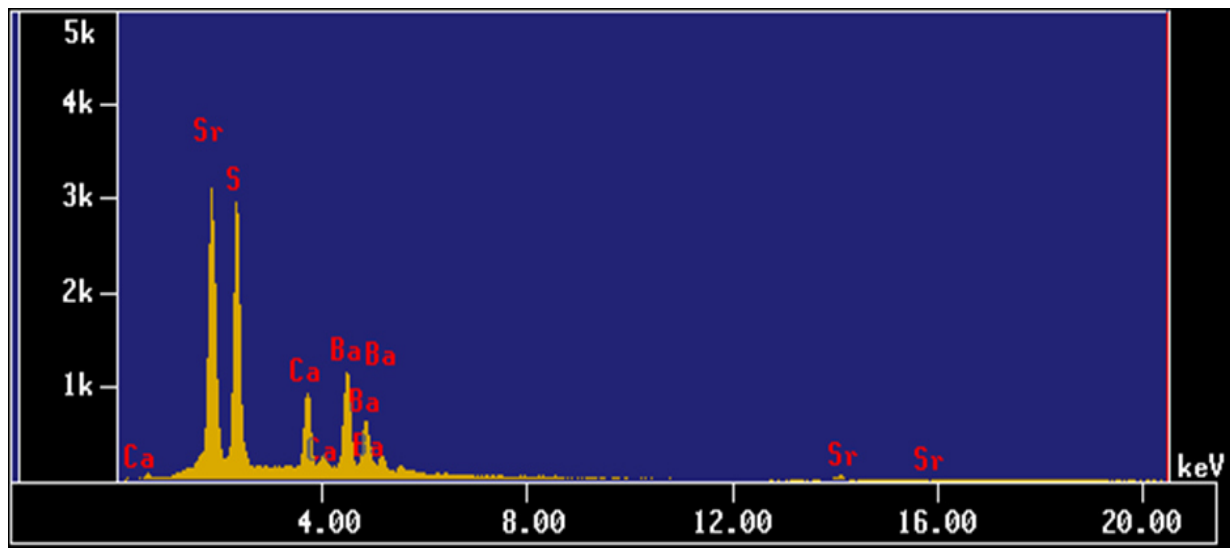


Fig. 51. Diagrama de análisis semicuantitativo (EDS) por microsonda electrónica. Presencia de barita por la alta concentración en Sr y Ba en muestra de coral fósil.

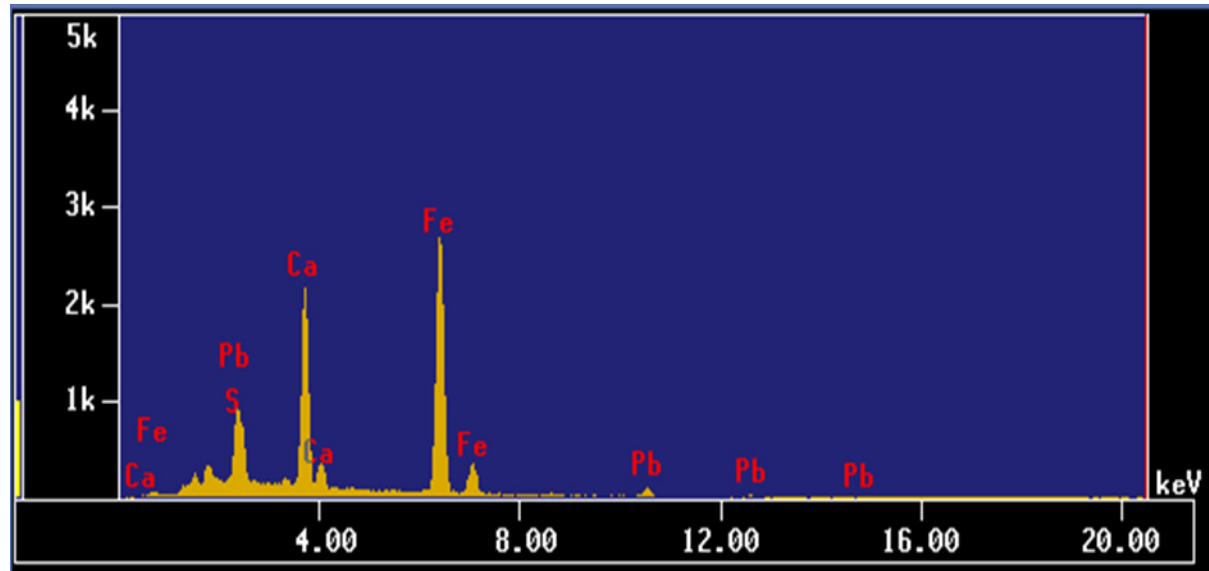


Fig. 52. Diagrama de análisis semicuantitativo (EDS) por microsonda electrónica. Presencia de pirita por la alta concentración en Fe en muestra de coral fósil.

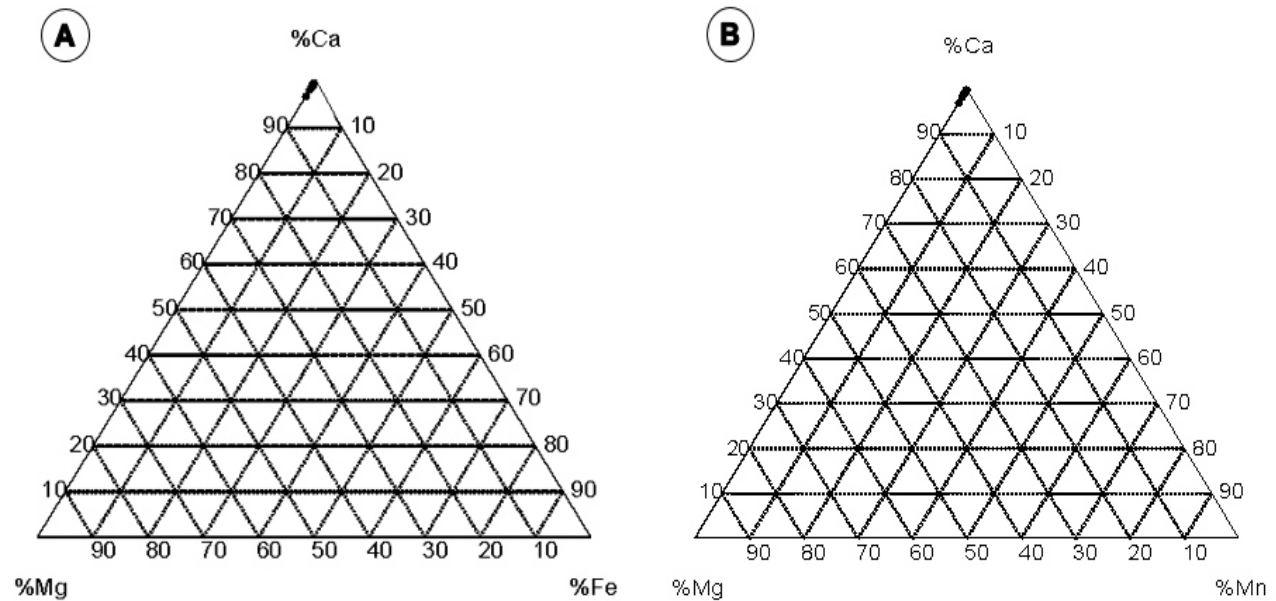


Fig. 53. Gráficos ternarios de minerales de carbonato: calcita (Ca), dolomita (Mg), siderita (Fe) y rodocrosita (Mn). (A) Todos los puntos se concentran en el diagrama Ca-Mg-Fe en la parte superior del diagrama. (B) Todos los puntos se concentran en la parte superior del diagrama Ca-Mg-Mn.

Tabla 21. Química mineral mediante EMPA (electron-microprobe analyzer)

Muestra	Punto	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	MnO	SrO	CaO	MgO	ZnO	FeO	BaO	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	PbO	Total
Coral f1	ptomex-1-1-1	0.009	0.018	0.008	0.000	57.367	0.914	0.000	0.010	0.000	0.009	0.090	0.000	0.000	58.425
Coral f1-2	ptomex-1-1-2	0.005	0.000	0.010	0.001	54.382	0.315	0.001	0.035	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	54.749
Coral f1ccb 3	ptomex-1-1-3	0.007	0.000	0.018	0.006	57.690	0.442	0.000	0.000	0.025	0.000	0.009	0.000	0.012	58.209
Coral f1ccc 4	ptomex-1-1-4	0.009	0.044	0.019	0.002	53.483	1.564	0.000	0.002	0.025	0.000	0.042	0.110	0.000	55.300
Coral f1ccc 5	ptomex-1-1-5	0.012	0.022	0.000	0.010	57.046	0.829	0.030	0.011	0.000	0.000	0.118	0.000	0.059	58.137
Coral f1ccd 6	ptomex-1-2-6	0.000	0.000	0.000	0.003	53.422	0.598	0.000	0.000	0.064	0.000	0.011	0.000	0.000	54.098
Coral f2	ptomex-2-1-7	0.000	0.000	0.000	0.025	64.252	0.358	0.000	0.007	0.000	0.005	0.018	0.000	0.000	64.665
Coral f3tyc	ptomex-3-1-11	0.010	0.004	0.009	0.004	53.412	0.320	0.000	0.006	0.008	0.000	0.060	0.024	0.014	53.871
Coral f4 p	ptomex-4-1-15	0.000	0.022	0.018	0.006	55.243	0.386	0.000	0.013	0.000	0.007	0.004	0.000	0.003	55.702
Coral f4 p	ptomex-4-1-17	0.000	0.000	0.000	0.011	53.956	0.347	0.000	0.000	0.007	0.000	0.009	0.000	0.003	54.333
Coral reciente1	Cancun1-1-46	0.000	0.636	0.000	0.140	55.438	0.078	0.036	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	56.335
Coral reciente1	Cancun1-1-48	0.000	0.515	0.015	0.148	56.571	0.094	0.000	0.000	0.014	0.000	0.000	0.000	0.018	57.386
Coral reciente1	Cancun1-2-50	0.005	0.663	0.000	0.125	55.438	0.073	0.049	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000	56.359
Coral reciente1	Cancun1-2-51	0.000	0.598	0.000	0.146	52.255	0.116	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.009	53.126
Coral reciente2	Cancun2-1-52	0.000	0.634	0.011	0.126	53.178	0.147	0.000	0.000	0.045	0.000	0.005	0.000	0.043	54.189
Coral reciente2	Cancun2-1-54	0.000	0.746	0.132	0.135	53.984	0.000	0.093	0.000	0.036	0.000	0.000	0.000	0.000	55.126
Coral reciente2	Cancun2-1-55	0.004	0.667	0.162	0.129	52.234	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007	0.000	0.083	53.286
Coral reciente2	Cancun2-1-56	0.006	0.714	0.000	0.129	54.319	0.000	0.066	0.000	0.000	0.005	0.016	0.000	0.000	55.441
Coral reciente2	Cancun2-2-58	0.016	0.511	0.000	0.132	54.928	0.161	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	55.750
Coral reciente2	Cancun2-2-59	0.018	0.634	0.000	0.123	52.035	0.151	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.106	53.091
Equinodermo	pm2-4-35	0.000	0.015	0.032	0.000	55.294	0.284	0.000	0.000	0.000	0.008	0.020	0.000	0.000	55.653
Alga verde	pm2a-1-41	0.000	0.004	0.000	0.003	54.269	0.346	0.098	0.000	0.009	0.003	0.000	0.000	0.000	54.732



Tabla 22. Cálculo de fórmula estructural de minerales de carbonato, con base en el balance de cargas y CO<sub>3</sub> fijo

Muestra	Punto	K <sub>2</sub> O apfu	Na <sub>2</sub> O apfu	MnO apfu	SrO apfu	CaO apfu	MgO apfu	ZnO apfu	FeO apfu	BaO apfu	TiO <sub>2</sub> apfu	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> apfu	SiO <sub>2</sub> apfu	PbO apfu
Coral f1	ptomex-1-1-1	0.00	0.00	0.00	0.00	1.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Coral f1-2	ptomex-1-1-2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.97	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Coral f1ccb 3	ptomex-1-1-3	0.00	0.00	0.00	0.00	1.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Coral f1ccc 4	ptomex-1-1-4	0.00	0.00	0.00	0.00	0.95	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Coral f1ccc 5	ptomex-1-1-5	0.00	0.00	0.00	0.00	1.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Coral f1ccd 6	ptomex-1-2-6	0.00	0.00	0.00	0.00	0.95	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Coral f2	ptomex-2-1-7	0.00	0.00	0.00	0.00	1.15	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Coral f3bxc	ptomex-3-1-11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.95	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Coral f4 p	ptomex-4-1-15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.99	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Coral f4 p	ptomex-4-1-17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.96	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Coral reciente1	Cancun1-1-46	0.00	0.02	0.00	0.00	0.99	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Coral reciente1	Cancun1-1-48	0.00	0.02	0.00	0.00	1.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Coral reciente1	Cancun1-2-50	0.00	0.02	0.00	0.00	0.99	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Coral reciente1	Cancun1-2-51	0.00	0.02	0.00	0.00	0.93	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Coral reciente2	Cancun2-1-52	0.00	0.02	0.00	0.00	0.95	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Coral reciente2	Cancun2-1-54	0.00	0.02	0.00	0.00	0.96	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Coral reciente2	Cancun2-1-55	0.00	0.02	0.00	0.00	0.93	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Coral reciente2	Cancun2-1-56	0.00	0.02	0.00	0.00	0.97	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Coral reciente2	Cancun2-2-58	0.00	0.02	0.00	0.00	0.98	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Coral reciente2	Cancun2-2-59	0.00	0.02	0.00	0.00	0.93	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Equinodermo	pm2-4-35	0.00	0.00	0.00	0.00	0.99	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Alga verde	pm2a-1-41	0.00	0.00	0.00	0.00	0.96	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

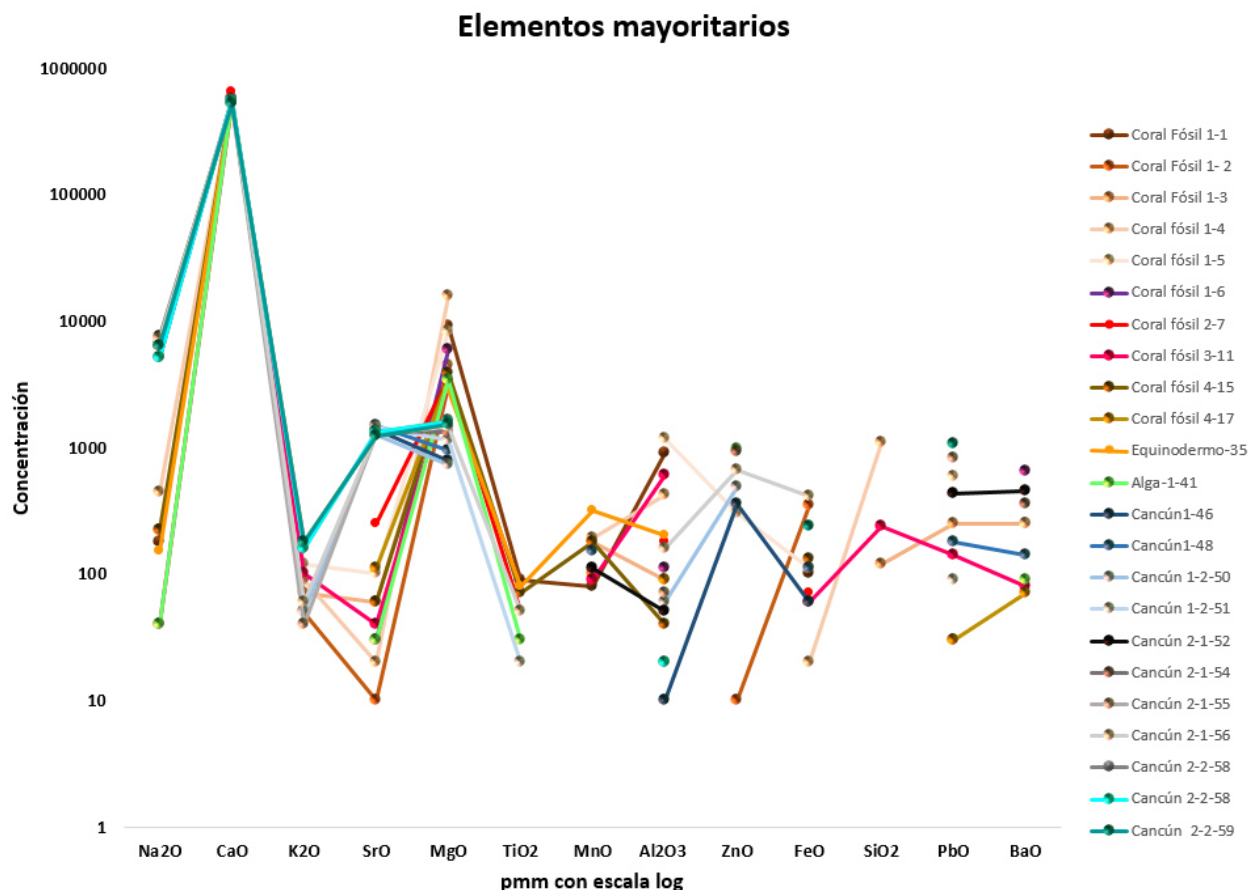


Tabla 23. Contenido de elementos mayores y traza en muestras fósiles

Muestras	Na		K		Sr		Mg		Ti		Mn		Al		Zn		Fe		Si		Pb		Ba													
	Min	Max	Min	Prom	Max	Min	Prom	Max	Min	Prom	Max	Min	Prom	Max	Min	Prom	Max	Min	Prom	Max	Min	Prom	Max													
Fósiles	0	80	326	0	36	100	0	50	211	1704	3351	9384	0	16	54	0	74	248	0	168	625	0	86	788	0	54	272	0	57	513	0	80	548	0	103	573

Tabla 24. Contenido de elementos mayores y traza en muestras de coral reciente

Muestras	Na			K			Sr			Mg			Ti			Mn			Al			Zn			Fe			Si			Pb			Ba		
	Min	Prom	Max	Min	Prom	Max	Min	Prom	Max	Min	Prom	Max	Min	Prom	Max	Min	Prom	Max	Min	Prom	Max	Min	Prom	Max	Min	Prom	Max	Min	Prom	Max	Min	Prom	Max			
Coral reciente	3791	4688	5535	0	41	149	1040	1127	1251	438	755	972	0	4	30	0	20	116	0	20	85	0	196	747	0	64	319	0	0	0	0	240	984	0	85	403



**Fig. 54. Diagrama.** Concentración de elementos mayoritarios en muestras fósiles y coral reciente.

En muestras de fósiles y de corales recientes el cálculo del coeficiente de correlación de Pearson se representa en los gráficos de regresión lineal, donde se observa una correlación entre el Ca *versus* todos los elementos (Na, K, Sr, Mg, Ti, Mn, Al, Zn, Fe, Si, Pb y Ba) (**Figs. 55-58**). Los valores de  $r$  se presentan en la Tabla 25. En estos gráficos y dicha tabla se observa una correlación positiva de Ca con Sr, Mn, Si y Ba; sus valores son cercanos a +0.5 en muestras fósiles, mientras que en corales recientes la correlación positiva es con Na, K, Sr, Mg, Mn, Zn y Pb. Por otra parte, los elementos que tienen una correlación negativa con el Ca son Na, K, Mg, Ti, Al, Zn, Fe, Pb, con valores cercanos a -0.5 en muestras de fósiles, mientras que en corales recientes la correlación negativa es con Ti, Al, Fe, Si, Ba.

Con la finalidad de ver el enriquecimiento de estos elementos, en la Tabla 26 se muestra la relación  $Al/(Al+Fe+Mn)$  en todas las muestras. En corales recientes esta relación varía de 0 a 1, al igual que en el coral fósil, sin embargo en fósiles de equinodermos y algas verdes esta relación es de 0 a 0.3.

**Tabla 25. Coeficiente de correlación de Pearson (r).**

Muestras	Na (r)	K (r)	Sr (r)	Mg (r)	Ti (r)	Mn (r)	Al (r)	Zn (r)	Fe (r)	Si (r)	Pb (r)	Ba (r)
Fósiles	0.18	0.064	0.77	0.12	0.17	0.35	0.12	0.12	0.033	0.27	0.13	0.33
Corales recientes	0.32	0.21	0.36	0.63	0.09	0.36	0.01	0.27	0.07	0	0.68	0.02

**Tabla 26. Relación  $Al/(Al+Fe+Mn)$  en muestras de fósiles y corales recientes.**

Muestras	Relación $Al/(Al+Fe+Mn)$
Coral f1	0.8
Coral f1-2	0
Coral f1ccb 3	0.3
Coral f1ccc 4	0.6
Coral f1ccc 5	0.9
Coral f1ccd 6	1
Coral f2	0.6
Coral f3 txyc	0.7
Coral f4 p	0.1
Coral f4 p	1
Coral reciente 1	0.1
Coral reciente 1	0
Coral reciente 1	1
Coral reciente 1	0
Coral reciente 2	0.2
Coral reciente 2	0
Coral reciente 2	1
Coral reciente 2	0.2
Coral reciente 2	1
Coral reciente 2	0
Equinodermo	0.3
Alga verde	0

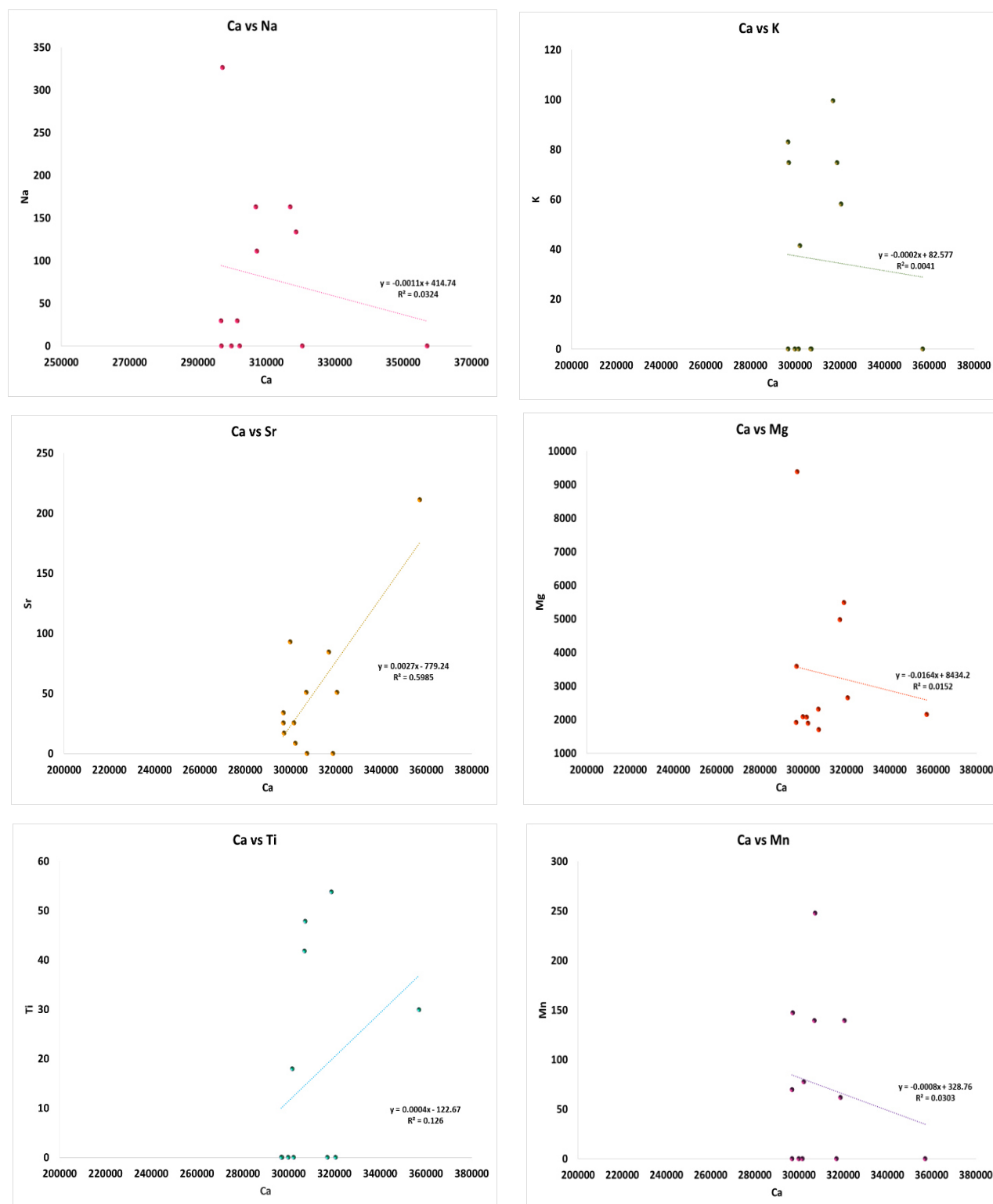


Fig. 55. Gráficos de regresión lineal. Representación de los valores en ppm de los fósiles.

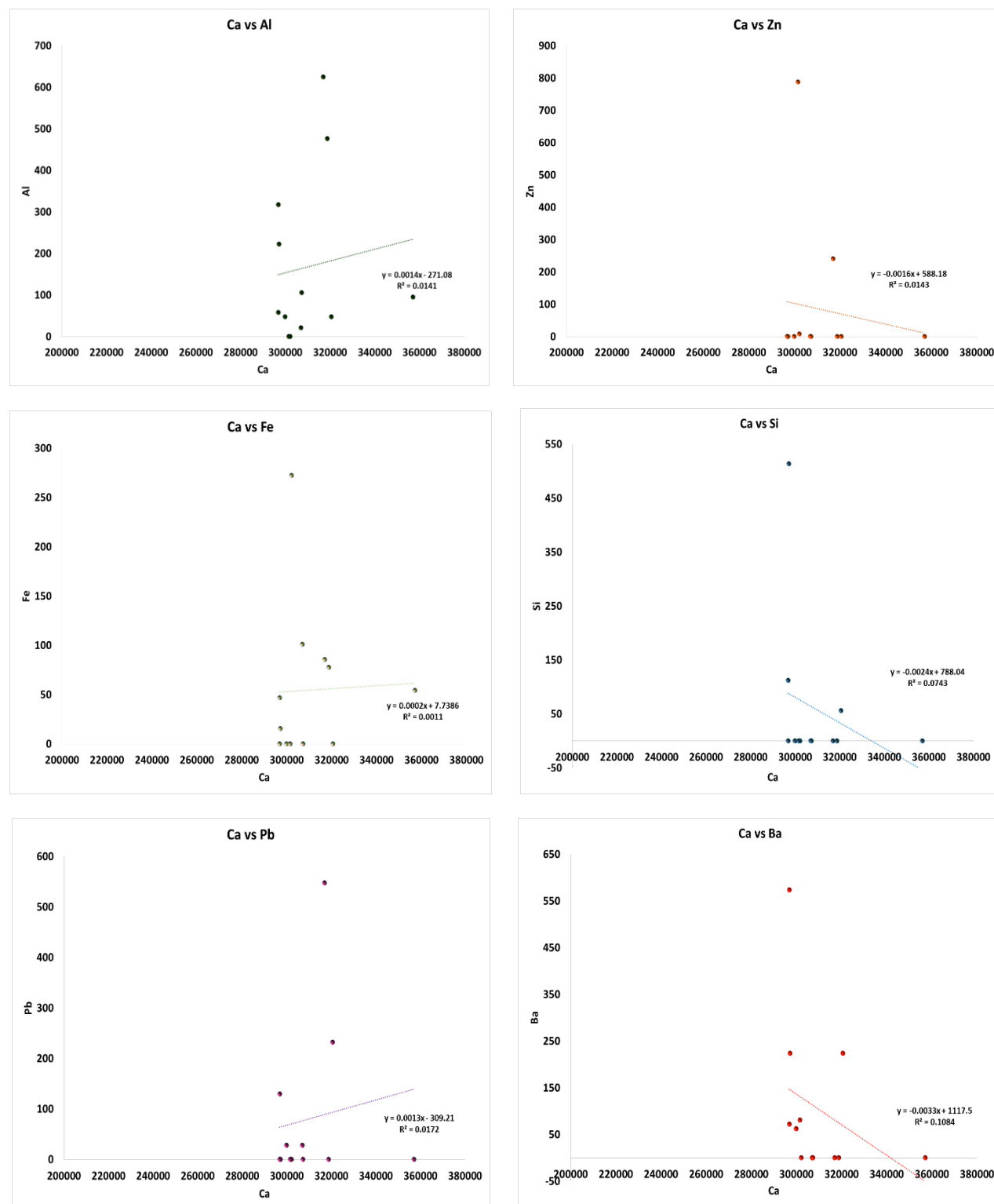


Fig. 56. Gráficos de regresión lineal. Representación de los valores en ppm de los fósiles



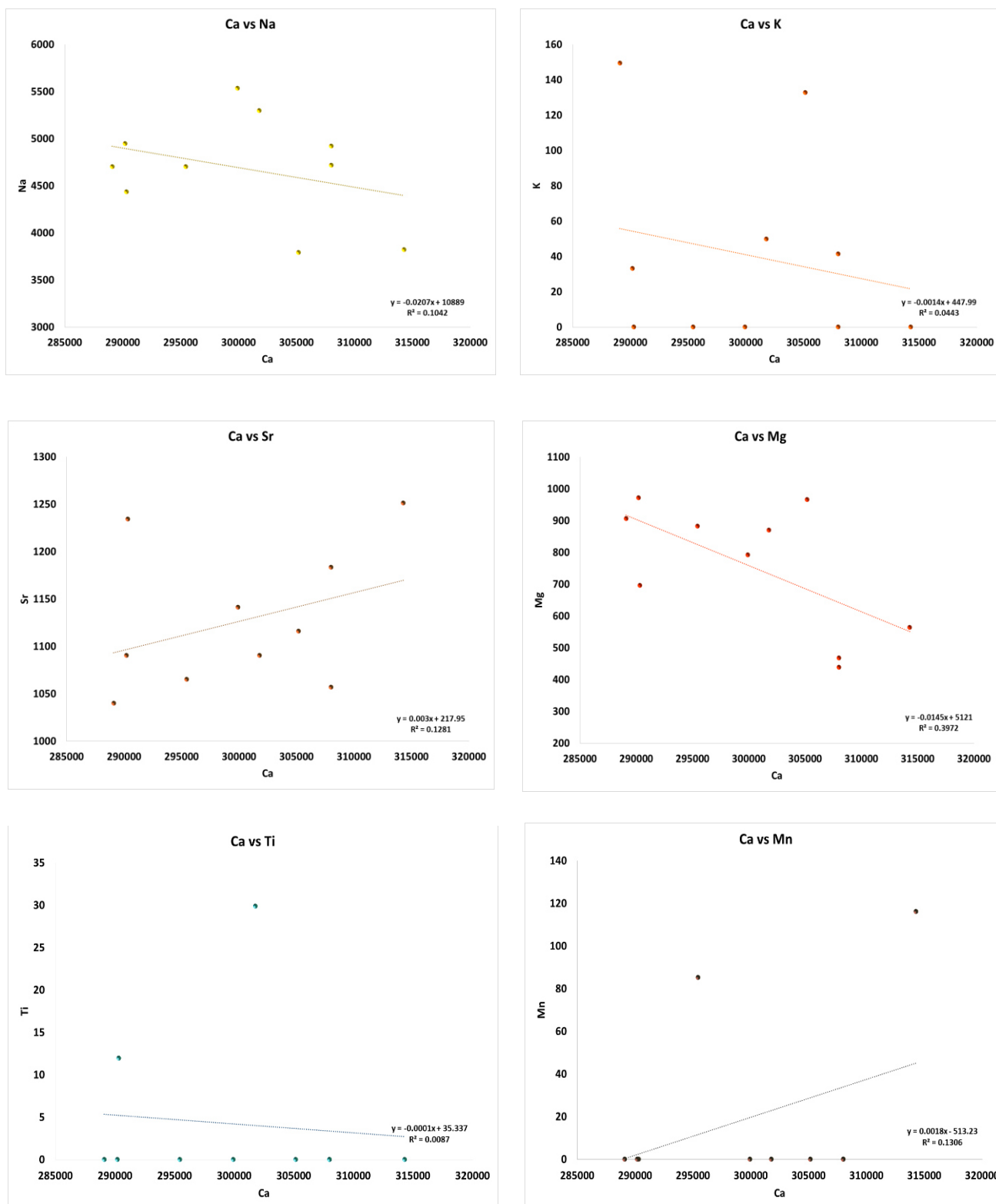


Fig. 57. Gráficos de regresión lineal. Representación de los valores en ppm de corales recientes.

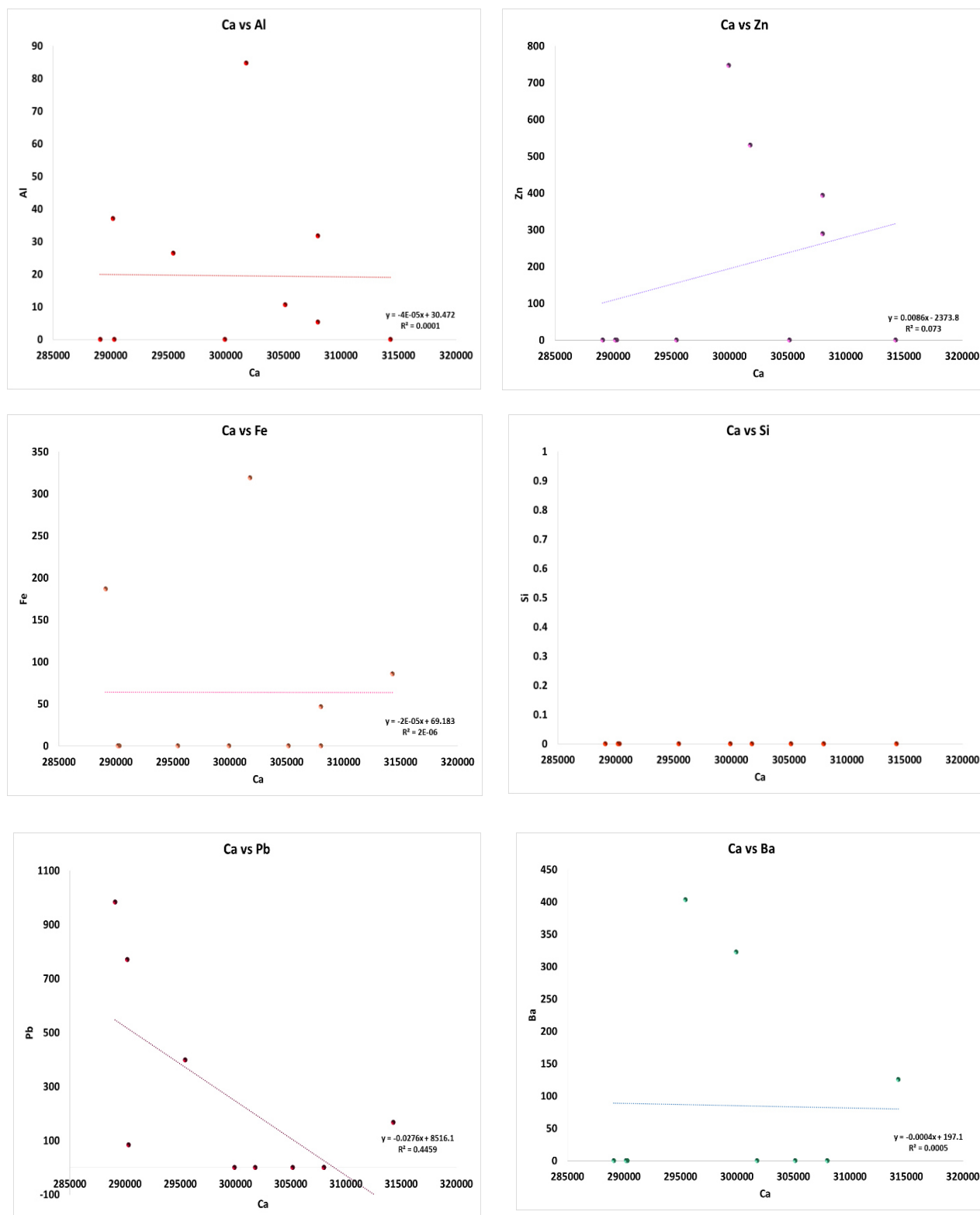


Fig. 58. Gráficos de regresión lineal. Representación de los valores en ppm de corales recientes.

## Capítulo V: Discusión e interpretación

### 5.1 Interpretación paleoambiental

En el capítulo anterior se abordó el análisis de microfacies en rocas carbonatadas de tres áreas donde aflora la Formación Cupido. Estas tres localidades son pertenecientes a un entorno de plataforma carbonatada durante el lapso Barremiano-Aptiano, constituyendo facies perimareales a submareales.

De acuerdo con el análisis de microfacies realizado en Potrero de García, Cañón de la Huasteca y Puerto México, el depósito de las asociaciones PG1, PG2, CLH5, CLH6 y PM1 se ubica dentro de un ambiente de moderada a alta energía. Los cambios en texturas lodo soportadas a grano soportadas y la presencia de fragmentos de peloides, fragmentos de pelecípodos, braquiópodos y estructuras geopetales en el interior de conchas de gasterópodos son elementos que indican éste tipo de condiciones energéticas del paleoambiente. Además, la abundancia de dasicladáceas y foraminíferos bentónicos también indican un ambiente somero ó condiciones poco profundas. Adicionalmente, estas algas verdes junto con intraclastos sugieren un medio de condiciones de buena iluminación y oxigenación, que es indispensable para la proliferación de estos organismos. Los fragmentos de equinodermos y gasterópodos indicaron ambientes submareales con influencia de aguas de mar abierto, dado que estos organismos se alimentaban de partículas en suspensión, y por lo tanto probablemente son indicadores de facies de ahogamiento de una plataforma carbonatada (Flügel, 2004). En el caso de la asociación PM1 la presencia de cemento radiaxial que es común en cavidades diagenéticas de arrecifes antiguos (Flügel, 2004), indica facies arrecifales presentes en Puerto México. Estas facies arrecifales concuerdan con la interpretación de Torres de la Cruz (2011) para esta misma localidad. Por lo anterior el depósito de estas asociaciones fue en un ambiente por debajo del nivel de oleaje, dentro de la zona eufótica, en aguas con salinidad normal ya que existía cierta conexión con el mar abierto (FZ7, SMF18).

Las asociaciones PG3, CLH1, CLH2, CLH3, PM2, PM3 y PM4 presentaron grandes fragmentos de conchas de moluscos, gasterópodos de gran tamaño que muestran que el depósito se llevó a cabo en distintos niveles de energía. También la presencia de fragmentos de esponjas (PM2) señala una relativa cercanía de la zona de depósito respecto al margen arrecifal, donde comúnmente se encuentran estos organismos. Al igual que las asociaciones anteriores se encontraron fragmentos de algas verdes, foraminíferos bentónicos e intraclastos que indican una menor profundidad. Los fragmentos de equinodermos, esponjas y braquiópodos también representaron condiciones de buena oxigenación. Estas asociaciones de microfacies también se depositaron dentro de la zona eufótica, en facies lagunares (FZ7, SMF12).

El depósito de las microfacies incluidas en las asociaciones CLH4, CLH8 y PM5 pertenecen a un ambiente de plataforma interna restringida (FZ8, SMF23, SMF21 y SMF20), el nivel de energía es muy bajo por presentar texturas lodo soportadas, en condiciones tranquilas, con buenas condiciones de oxigenación por la presencia de bioturbación (CLH4), esponjas y crecimiento incipiente de un tapete microbiano deformado (PM5), que también indican buena iluminación. La presencia de fábrica fenestrada u ojos de pájaro (CLH8), se relaciona con las zonas de depósito intermareal (Flügel, 2004) por el cambio de mareas que probablemente arrastró fragmentos de ostrácodos que se observaron ocasionalmente en esta asociación.

En la asociación CLH7 la presencia de ooides con la corteza micritizada podría ser debido a la acción de actividad microbial en los márgenes del ambiente lagunar, por lo tanto su desarrollo se infiere que fue en un ambiente de depósito donde prevalecían condiciones de un bajo nivel energético a moderadamente alto, ubicándose en el margen de la plataforma hacia el mar (FZ6, SMF15).

La figura 60 representa de manera esquemática las asociaciones de microfacies de cada localidad y el tipo de ambiente al que pertenecen, tomando como base el modelo de microfacies estándar de Flügel (2004).

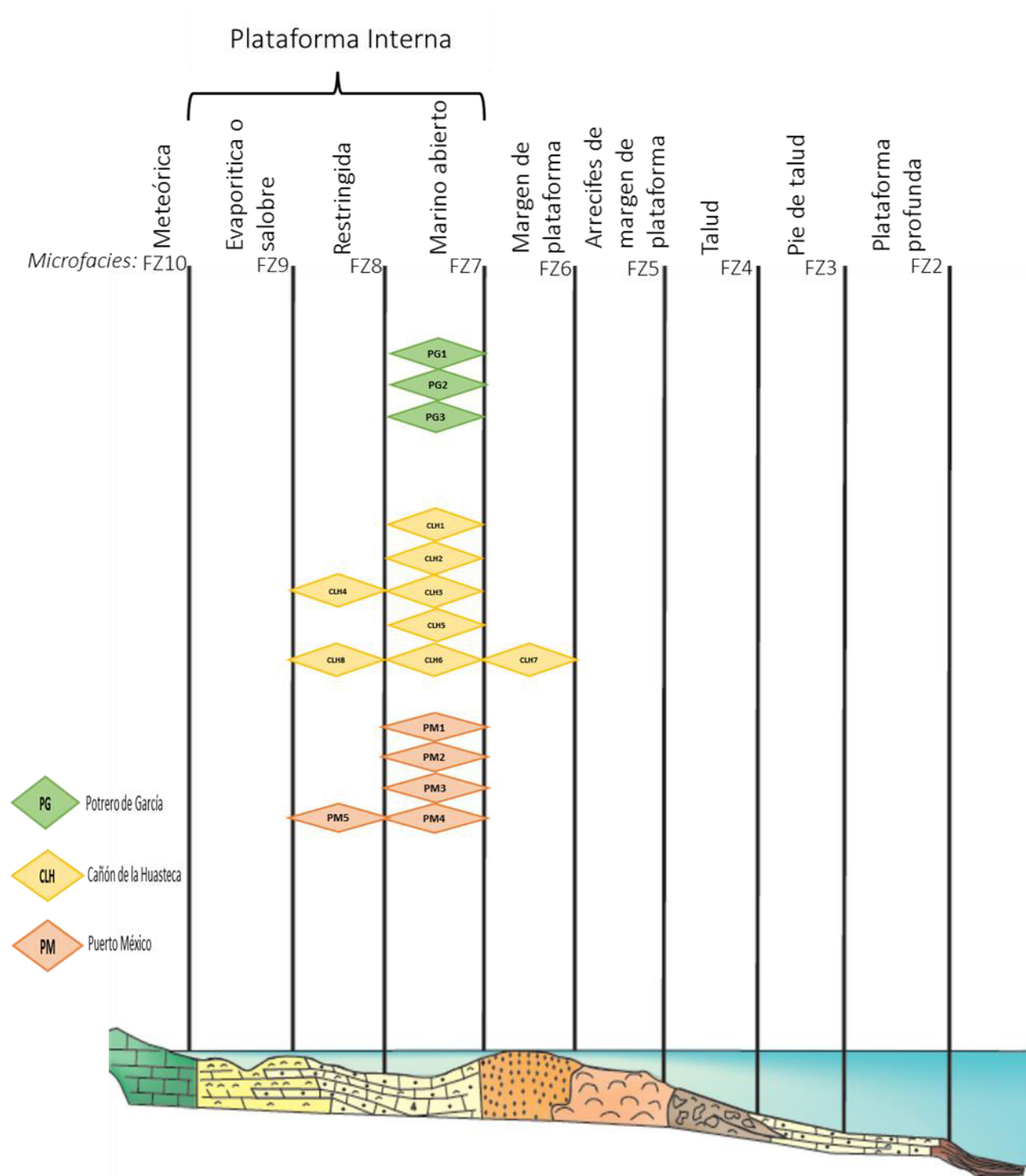


Fig.59. Interpretación ambiental de las asociaciones de microfácies de las diferentes localidades analizadas.



En el noreste de México, el lapso Barremiano-Aptiano se encontraba influenciado por dos secuencias deposicionales de segundo orden, la primera del Valanginiano superior al Aptiano inferior y la segunda del Aptiano inferior al Albiano superior (Goldhammer *et al.*, 1991). Las secuencias formaban parte de una secuencia mayor de primer orden, durante el Jurásico superior al Cretácico Inferior y marcó una relativa elevación del nivel del mar, cambios eustáticos a nivel global (Vail *et al.*, 1977).

Los cambios en el nivel del mar formaron las secuencias regresivas o transgresivas, que en el caso de estas últimas reflejan la profundidad en la tendencia de las facies, como en depósitos agradantes o progradantes, si la tasa de sedimentación se mantiene o excede respectivamente (Kendall y Schlager, 1981; Handford y Loucks, 1994; Hunt y Tucker, 1995; López, 2013).

De acuerdo a Goldhammer *et al.* (1991), la Formación Cupido está formada por un paquete de progradación mayor que constituye un “higstand” de segundo orden que se ve finalizado por una prominente brecha de colapso, que separa las facies típicas de la formación de las transgresivas de la unidad “Cupidito” en la cima de la formación.

Lehmann *et al.*, (1999) reportaron facies de plataforma restringida y de mar abierto dentro de la Formación Cupido, aflorando en el municipio de Monterrey, Nuevo León. Esto lo relacionamos con las facies obtenidas en este estudio porque como se interpretó con anterioridad la mayoría de las asociaciones cae dentro de las facies de mar abierto y plataforma restringida. En la literatura también se ha reportado facies arrecifales y lagunares para la localidad de Puerto México (Torres de la Cruz, 2011) y facies de plataforma restringida y mar abierto para las localidades de Potrero de García y Cañón de la Huasteca (Goldhammer *et al.*, 1991; Lehmann *et al.*, 1999; López, 2013; Torres de la Cruz, 2014). Lo cual concuerda con los paleambientes obtenidos en esta investigación.

Los depósitos de la cima de la Formación Cupido están representados por sedimentos dentro de una plataforma carbonatada somera que existió durante la transición Barremiano-Aptiano. De acuerdo con resultados obtenidos por varios autores se propuso que la cima de esta

formación es característica de un ambiente de laguna costera, que comprende diferentes asociaciones de microfacies como lagunares perimareales y submareales, en las cuales se reconoció facies con eventos de alta energía, facies de barras arenosas en la margen de la plataforma y facies de margen de plataforma y del frente arrecifal, correspondientes a la parte occidental del noreste de México (Barragán-Manzo y Díaz-Otero, 2004; Núñez-Useche y Barragán, 2012). En comparación con este trabajo las asociaciones de microfacies coinciden con facies de margen de plataforma y laguna restringida principalmente del Cañón de la Huasteca y Potrero de García, porque pertenecen a la cima de esta formación, y se caracterizaron por presentar pequeños pulsos transgresivos, que coinciden con facies de ahogamiento de Cupidito. En el caso de la sección de Puerto México corresponde a la base de la Formación Cupido (Torres de la Cruz, 2014), por presentar facies arrecifales, además de la ausencia de ammonites que en las otras localidades es característica su ocurrencia por el contacto con la Formación La Peña. Sin embargo también se encontraron facies lagunas por la presencia de organismos de ambiente somero (foraminíferos bentónicos y algas verdes) y por la influencia de aguas de mar abierto que dan la proliferación de equinodermos y gasterópodos.

## 5.2 Química mineral en corales

El análisis geoquímico en esqueletos de coral ha sido útil para definir las condiciones de ambientes marinos y para conocer los mecanismos de adsorción de elementos químicos y su crecimiento (Kasper-Zubillaga *et al.*, 2014). Estos organismos son sensibles a la entrada de sedimentos en suspensión, a la profundidad del agua y a las características fisicoquímicas del agua (temperatura, salinidad, y pH) (Linn *et al.*, 1990; Johannesson *et al.*, 2006; Lewis *et al.*, 2007). Los elementos mayores, traza y tierras raras en los corales han demostrado ser una herramienta útil para determinar el movimiento de las masas de agua y las condiciones fisicoquímicas de los océanos del pasado y actuales (Delaney *et al.*, 1993; Readman *et al.*, 1996; McCulloch *et al.*, 2003; Wyndham *et al.*, 2004). Para llevar a cabo estos estudios se compararon

fósiles de Puerto México y corales modernos de Cancún midiendo el contenido de elementos mayores y traza.

En los resultados obtenidos por pruebas semicuantitativas se observó la presencia de barita y pirita en el coral fósil (**Figs. 51 y 52**), siendo estos minerales no autigénicos, denotan una morfología idiomórfica, lo que sugiera un proceso de formación paulatina y en condiciones diferentes a como se formó la roca.

Entre los minerales detectados por EMPA en las muestras fósiles y de corales modernos se obtuvo un sistema de calcita-dolomita (Ca-Mg), sin componentes de Mn y Fe, el tener calcitas puras significa que hubo removilización de los elementos y el hecho de que solo encontremos trazas de Mg habla de un proceso de dolomitización insipiente, que indica procesos de disolución y precipitación que pudieron haber removido elementos tales como el Sr por la ausencia de aragonita que es uno de los componentes principales en esqueletos de corales (Oekentorp, 1972; Flügel, 2004). Sorauf (1999) estudió corales del Cretácico Superior en estratos de la Formación Gosau, Austria, la preservación de estos fósiles era excepcional con efectos diagnéticos mínimos, conservando su mineralogía original. Lo que en generalmente no sucede, porque la mayoría de los fósiles pasan por un proceso de recristalización de calcita, durante el cual los elementos e isótopos pueden ser intercambiados, alterando la geoquímica del esqueleto (Pingitore, 1976; Brand y Veizer, 1980; Gothmann *et al.*, 2015). Por lo que se intuye que el coral fósil de este trabajo podría haber sufrido este proceso diagenético. Sin embargo, Stolarski *et al.*, (2007) también identificó corales escleractinios del Cretácico Superior compuestos de calcita primaria, sugiriendo que estos corales pueden haber producido esqueletos de calcita como resultados de la baja relación de Mg/Ca en el océano del Cretácico. Esto podría ser una segunda opción a lo ocurrido en el coral fósil de esta investigación, ya que las relaciones en Mg/Ca también fueron muy bajas, no obstante este espécimen se sitúa en el Cretácico Inferior y se desconoce su género y especie solo se sabe que probablemente pertenecen al orden Scleractinia (Torres de la Cruz, 2011).

Las gráficas de correlación de elementos mayores y traza contra Ca en muestras fósiles mostraron una correlación positiva con Sr, Mn, Si y Ba, y una correlación negativa con Na, K, Mg, Ti, Al, Zn, Fe y Pb, en corales recientes se observó una correlación positiva con Na, K, Sr, Mg, Mn, Zn y Pb, y una correlación negativa con Ti, Al, Fe, Si y Ba (**Figs. 55-58**). El que haya una correlación positiva en Sr y Mn tanto en fósiles como en corales recientes indicó la abundancia de Sr en el mar y que los organismos como los corales son ricos en este elemento aunque la concentración haya sido mínima. La presencia de Mn indicó condiciones de oxidación-reducción (März, 2007) principalmente en corales fósiles. La correlación positiva de Mg en corales recientes indicó condiciones de temperaturas cálidas en la que estos organismos se desarrollan (Wierzbowski y Joachimski, 2009). Sin embargo, en el coral fósil la correlación fue negativa porque la composición de los mares antiguos en el Cretácico era básicamente de calcita con contenido en Mg relativamente bajo, incluso en mares tropicales someros (Sandberg, 1983; Hardie, 1996; Stanley et al., 2002; Nichols, 2009; Arche, 2010). Así mismo, la correlación negativa con otros elementos en muestras fósiles y corales recientes se puede inferir que es porque hubo un proceso de disolución que quizá influyó en la migración de tales elementos.

En cuanto a las condiciones paleoambientales las trazas de Ba encontradas en corales fósiles se deben a que durante el proceso de preservación autigénica este elemento se incorporó, mientras que en corales recientes no sucede la incorporación de este elemento debido a que es muy venenoso (Holmes-Farley, 2003). En el caso del Na y K en corales recientes indican condiciones de salinidad en el medio ambiente, lo que explicaría la correlación positiva de estos elementos con el Ca (Mitsuguchi *et al.*, 2010), sin embargo en fósiles las concentraciones son bajas esto puede deberse a que estos elementos se disolvieron durante el proceso de disolución, ya que son elementos muy móviles (Brand y Veizer, 1980; Baner, 1995). Elementos como el Zn y el Fe dan evidencia de condiciones óxicas o anóxicas y reacciones de oxidación reducción en ambientes marinos de depósito (Arthur *et al.*, 1990; Calvert y Pedersen, 1993; Lazar, 2003; Algeo y Maynard, 2004) que en muestras fósiles y corales recientes los valores son mínimos lo que descarta ambientes carentes de oxígeno.

La relación de  $Al/(Al+Fe+Mn)$  en la mayoría de muestras de coral fósil dio valores mayores a 0.2 que indica un aporte de terrígenos y una cercanía a la parte continental (Boström, 1973), lo que sugiere que este organismo se encontraba en la parte transicional entre el margen arrecifal y mar abierto.

### 5.3 Procesos de fosilización en la Formación Cupido

En este trabajo se determinaron los tipos de fosilización en microfósiles de la Formación Cupido en las tres localidades analizadas, además de hacer una comparación con microfósiles de la localidad de la Presa Francisco Zarco. Este trabajo difiere de todos los trabajos previos en la formación Cupido en cuanto al enfoque, ya que en la gran mayoría de los trabajos reportados sobre localidades fosilíferas del noreste de México y de otras regiones, los procesos de fosilización se abordan como estudios de caso.

Respecto a los procesos de fosilización a nivel macroscópicos, algunos macrofósiles observados en las localidades de Potrero de García, Cañón de la Huasteca y Puerto México, se caracterizaron por presentar el proceso de reemplazamiento diferencial, principalmente en fósiles de cavidades de rudistas, en las que se observó un reemplazamiento por cementación de calcita y sedimentación interna de micrita. Esto debido a que generalmente la composición de las conchas de bivalvos es aragonítica (Arche, 2010) y se transforma fácilmente en calcita, ya que la aragonita es un mineral metaestable. Sin embargo, en rudistas es de carácter mixto (Flügel, 2004); en los especímenes aquí observados solo se ve la concha interna que estaba formada por aragonita que fue reemplazada. Así mismo, sólo en el área de Puerto México se reportaron fósiles de corales los cuales presentaron una fosilización por carbonatación. Teniendo en cuenta que estos ejemplares se relacionan con el orden Escleractinia, cuyo esqueleto generalmente está formado por aragonita (Enders, 1932; Cairns, 1995; Flügel, 2004; Sorauf, 1999; Gothmann *et al.*, 2015), y sufren un reemplazo por calcita; una vez transformado en carbonato cálcico da lugar a que se conserven los detalles de estos fósiles.



Respecto a la fosilización a nivel de microescala, en los microfósiles de las localidades estudiadas el proceso dominante también fue el reemplazamiento diferencial por la cementación (calcita) y la sedimentación interna (micrita). Los moluscos que presentaron este proceso, en los que se incluye a los bivalvos (principalmente pelecípodos y rudistas) y a los gasterópodos, sus conchas estaban formadas por aragonita (Flügel, 2004; Scholle y Ulmer-Scholle, 2003); posteriormente y debido a la inestabilidad de este mineral, se reemplazó por calcita, lo que hace que se borre la estructura original de la concha; sin embargo, los gasterópodos fueron fáciles de reconocer por su forma, y en el caso de los bivalvos, por las variaciones en la estructura de la concha. También estas cavidades sufrieron sedimentación interna que en gasterópodos formaron fábricas geopetales. En braquiópodos la concha está formada por calcita con bajo contenido de Mg, lo que hace que se conserve muy bien (Flügel, 2004; Nichols, 2009; Arche, 2010), por lo que en algunos fragmentos, la micritización observada puede ser adjudicada a la acción de bioerosión, dando lugar a una envoltura micritica, por la precipitación de calcita microcristalina frecuentemente observada alrededor de algas o cianobacterias. De estas observaciones se puede inferir que posiblemente estos microorganismos vivían expuestos sobre la superficie de las conchas de estos organismos promoviendo su preservación. Así mismo, en conchas de rudistas también se observó bioerosión, ejercida fundamentalmente por esponjas. Los foraminíferos bentónicos, fragmentos de esponjas y equinodermos, son organismos formados por calcita o por calcita de alto o moderado contenido de Mg (Flügel, 2004; Nichols, 2009; Arche, 2010); la petrografía analizada en éste estudio indica que éstos organismos sólo sufrieron cementación, en algunos casos, por ortoesparita y sedimentación interna por micrita. En particular en equinodermos y esponjas sólo se observaron partes del organismo original, lo que indica una desarticulación; al igual que en las algas verdes, en las que se observaron partes del tallo en distintos cortes, principalmente transversal, en donde la médula y el talo sufrieron cementación por precipitación de ortoesparita y en otros casos sedimentación interna con micrita.

Por otro parte, un proceso que se observó con menor frecuencia fue la permineralización por sílice sólo en algunos fragmentos de conchas de moluscos, observándose un cambio en la composición original. Un ejemplo en el caso de la permineralización selectiva por sílice se presentó en una cámara de un foraminífero bentónico que anteriormente había sufrido reemplazamiento por calcita. Este caso se observó en la localidad que se utilizó como localidad comparativa o de referencia por tener estudios microfaciales más detallados de la Formación Cupido. Con respecto a ésta localidad comparativa, se observaron los mismos procesos, predominando el reemplazamiento diferencial en cavidades de gasterópodos, foraminíferos bentónicos, fragmentos de equinodermos, espículas de esponja y pelecípodos.

Respecto a los procesos de fosilización en general, los aspectos teóricos y la diferencia entre procesos tafonómicos y de fosilización están poco definidos y varían dependiendo del autor en cuestión. Según Fernández-López (1999), considera al reemplazamiento y permineralización como alteraciones tafonómicas dentro del mecanismo de alteración tafonómica mineralización y no como procesos de fosilización. De igual manera, otros autores los han considerado como procesos fósiles diagenéticos (Molina, 2004), o simplemente sólo como procesos diagenéticos (Renard y Dysthe, 2003; Tarbuck y Lutgens, 2005; Nichols, 2009; Arche, 2010). Sin embargo, anteriormente a las publicaciones de estos autores, los procesos se establecieron como procesos de fosilización y no sólo como una alteración tafonómica o diagenética (Cook *et al.* 1961; Schopf, 1975; Lauginiger, 1988; Donovan, 1991; Pardo, 1996). Debido a que dentro de la tafonomía encontramos el proceso fosilización y posteriormente dentro de este, varios procesos diagenéticos. Es decir, el proceso de fosilización abarca varias escalas y secuencias temporales, una de las cuales corresponde a las diversas alteraciones diagenéticas de un fósil determinado.

Los procesos diagenéticos que dominaron en los microfósiles de acuerdo al proceso de fosilización de reemplazamiento diferencial son: la cementación, disolución y degradación biológica. De acuerdo con estos procesos podemos ubicar a los microfósiles en primer lugar en un ambiente marino, ya que estos procesos son los principales en ambientes someros y de aguas profundas. En facies de margen de plataforma el proceso más importante es la cementación por

calcita o aragonita (Moore, 2001; Arche, 2010); en arrecifes el cemento marino puede llegar a representar hasta el 50% del volumen de la estructura arrecifal, contribuyendo a su crecimiento y rigidez tanto o más que los propios organismos bioconstructores (James, 1983). Otros procesos comunes en este ambiente son la bioerosión por bivalvos y esponjas, y la sedimentación interna de partículas clásticas en cavidades (Flügel, 2004; Scholle y Ulmer-Scholle, 2003). En la localidad de PM estos procesos son evidentes, dado que esta localidad presenta facies de plataforma de margen arrecifal y debido a que estaba constituida de grandes arrecifes de rudistas, de los cuales algunos fragmentos presentaban bioerosión por la perforación de esponjas. Sin embargo, en las otras tres localidades también se presentan estos procesos, ya que se ubican en las cercanías del borde arrecifal.

En el interior de las plataformas carbonatadas, la cementación submarina no es tan intensa como en sus márgenes; ésto da como resultado la formación de suelos endurecidos por cementación de facies arenosas por calcita o aragonita (Beach, 1993). Esto se observa en algunas microfacies de PM que se ubican dentro de la plataforma restringida: Estos “suelos endurecidos” son perforados principalmente por esponjas, y por tanto puede estar relacionado con los cambios en el nivel del mar.

La micritización por algas es otro proceso que es dominante en los ambientes de plataforma interna. Es muy probable que estos procesos esten vinculados a la formación de cortoides, presentes en conchas de pelecípodos y braquiópodos de las secciones de Potrero de García y Cañón de la Huasteca, que principalmente se ubican en facies de plataforma interna.

## Capítulo VI: Conclusiones

Con base en el análisis de microfacies de las secciones analizadas Potrero de García, Cañón de la Huasteca y Puerto México, todos los análisis petrográficos y las microfacies más representativas señalan que la mayoría pertenecen a facies de plataforma restringida, mar abierto y margen arrecifal. Por lo anterior se deduce que la Plataforma Cupido se encontraba bajo un ambiente muy dinámico con grandes cambios del nivel del mar, y cambios en el nivel de energía, mayoritariamente bajos, es decir, de condiciones someras. Los cambios en el nivel del mar propiciaron el desarrollo de diferentes organismos como gasterópodos y equinodermos en facies someras, donde encontramos foraminíferos bentónicos y algas verdes. Estas evidencias los relacionan con las facies lagunares o someras transgresivas, presentes en las tres localidades. También el tamaño de los macrofósiles en Puerto México, a diferencia de las otras localidades es significativo, porque se deduce que eran autóctonos, ya que encontramos rudistas en posición de vida, que en las otras localidades estos organismos fueron probablemente transportados. En las microfacies se observaron muchos fragmentos re TRABAJADOS, por lo que fueron transportados por los cambios en el nivel del mar y quizá por la acción de aguas meteóricas. Este estudio coincide con las facies arrecifales y lagunares propuestas por Torres de la Cruz (2011, 2014) para el área de Puerto México y Potrero de García como fases lagunares. Las facies del Cañón de la Huasteca coinciden con lo propuesto por López (2013) de facies someras transgresivas.

Finalmente, los estudios geoquímicos han arrojado datos muy interesantes y este trabajo representa solamente una indagación geoquímica más detallada en uno de los grupos de fósiles claves en la reconstrucción paleoambiental como son los corales. La química indicó removilización y enriquecimiento de elementos traza y mayores. En particular en muestras de corales, equinodermos y algas verdes, destaca la ocurrencia de tres procesos (fosilización, diagénesis y post diagénesis). De éstos tres procesos, el más evidente el de circulación de fluidos post diagénéticos en las muestras:

- a) Hidrotermales por la presencia de Ba idiomórfico, enriquecimiento moderado en las muestras.
- b) Fluidos acuosos que lixivian por la porosidad de la roca la mayoría de las muestras estaban empobrecidas en elementos.

En conclusión, tanto las muestras de equinodermos, algas verdes y corales no fueron indicadores significativos de ambientes, pero sí de procesos de fosilización. En cuanto a los rudistas fosilizados de modo tan variado, y los tapetes microbianos fosilizados in situ o bien como fragmentos, así como la presencia de estromatolitos (por ejemplo en la localidad de Potrero de García), si representan indicadores más relevantes sobre el paleoambiente de diversas facies de la Formación Cupido.

El proceso de fosilización que predominó para Potrero de García, Cañón de la Huasteca y Puerto México, así como en el área de la Presa Francisco Zarco fue el reemplazamiento diferencial tanto en macro como microfósiles. Dentro de este mecanismo los procesos diagenéticos imperantes fueron la cementación y sedimentación interna principalmente en los margen de la plataforma y en las facies lagunares. Estas condiciones en margen de plataforma se dieron porque en las aguas oceánicas frías tienden a calentarse, lo que decrece la solubilidad de los carbonatos y del CO<sub>2</sub> (Aissaouri, 1988). También la actividad fotosintética hace decrecer el contenido de CO<sub>2</sub> disuelto, subiendo el pH y con ello la sobresaturación en carbonatos (Flügel, 2004; Arche, 2010). Además, la desgasificación de CO<sub>2</sub> favorecida por la batida del oleaje, y las altas permeabilidades de las barras de arrecifes da el flujo activo de aguas sobresaturadas a través de ellos, por mareas y oleaje, probablemente permitieron la renovación frecuente del agua de los poros, y por tanto, la precipitación de grandes volúmenes de cemento (Arche, 2010). Sin embargo, en las facies lagunares la cementación no es tan intensa como en los márgenes, por lo que es más probable que ocurran procesos de sedimentación interna.

Por lo tanto, las condiciones paleoambientales condicionaron los procesos de fosilización tanto en la parte occidental y sur en la Plataforma Cupido, presentando los mismos procesos. Sin



embargo, Puerto México representa una zona de mayor fosilización, por el tamaño de sus fósiles y su diversidad en géneros.

## Referencias Bibliográficas

Aissaoui, D. M., 1988, Magnesian calcite cements and their diagenesis: dissolution and dolomitization, Mururosa Atoll: *Sedimentology*, 35, 821-841.

Alencáster, G., y Pantoja-Alor, J., 1998, Two new Lower Cretaceous Rudists (Bivalvia-Hippuritacea) in the Huetamo región of southwestern Mexico, *GEOBIOS, Mem. Spec.*, 22, 15-28.

Algeo, T. J., y Maynard, J. B., 2004, Trace-element behavior and redox facies in core shales of Upper Pennsylvanian Kansas-type cyclothems: *Chemical geology*, 206,3, 289-318.

Allison, N., Finch, A. A., Webster, J. M., Clague, D. A., 2007, Palaeoenvironmental records from fossil corals: The effects of submarine diagenesis on temperature and climate estimates: *Geochim Cosmochim Acta* 71: 4693-4703.

Alverson, K., Bradley, R. S., Briffa, K. R., Cole, J., Hughes, M. K., Larocque, I., Pedersen, T., Thompson, L., and Tudhope, S., 2001, Disappearing evidence: the need for a Global Paleoclimate Observing System: *Global Change Newsletter*, 46, 2-6.

Ángeles-Villeda, M. E., Hinojosa-Espinosa, J. J., López-Oliva, J. G., Valdés-González, A., y Livas-Vera, M., 2005, Estratigrafía y microfacies de la parte sur del Cañón La Boca, Santiago, Nuevo León, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22, 2, 272-281.

Arche, A., 2010, *Sedimentología del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Consejo superior de investigaciones científicas Madrid, 1288.

Arthur, M., Jenkyns, H., Brumsack, H., Sclanger, S., 1990, *Stratigraphy, geochemistry, and*

paleoceanography of organic carbon-rich Cretaceous sequences. In Jenkyns, M.A.H. & Schlanger, H.J.B.S. Cretaceous Resources, Events and Rhythms: Background and Plans for Research, 304, 75-119.

Baccelle, L., Bosellini, A., 1965, Diagrammi per la stima visiva della composizione percentuale nelle rocce sedimentarie: Università degli studi di Ferrara, Annali. Nuova ser. Sez. IX: Scienze geologiche e paleontologiche, 59-62.

Banner, J. L., 1995, Application of the trace element and isotope geochemistry of strontium to studies of carbonate diagenesis: Sedimentology, 42, 5, 805-824.

Barragán, R., 2001, Sedimentological and paleoecological aspects of the Aptian transgressive event of Sierra del Rosario, Durango, northeast Mexico: Journal of South American Earth Sciences 14, 189-202.

Barragán-Manzo, R., y Díaz-Otero, C., 2004, Análisis de microfacies y datos micropaleontológicos de la transición Barremiano-Aptiano en la Sierra del Rosario, Durango, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 21, 2, 247-259.

Barragán, R., y Maurrasse, J-M. F., 2008, Lower Aptian (Lower Cretaceous) ammonites from the basal strata of the La Peña Formation of Nuevo León State, northeast Mexico: biostratigraphic implications: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 25, 1, 145-157.

Bar-Matthews, M., Wasserburg, G. J., and Chen, J. H., 1993, Diagenesis of fossil coral skeletons: Correlation between trace elements, textures, and  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ : Geochimica et Cosmochimica Acta 57, 257-276.

Beach, D. L., 1993, Submarine cementation of subsurface Pliocene carbonates from the interior of Great Bahama Bank. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63, 1059-1069.

Behrensmeyer, A. K., 1982a, Time sampling intervals in the vertebrate fossil record. *Proc. Third North Am. Paleont. Conv.* 1, 41-45.

Bollinger, D., 1988, Die Entwicklung des distalen osthelvetischen Schelfs im Barremian und Früh-Aptian Drusberg-, Mittagspitz-und Schrattenkalk-Fm im Vorarlberg und Allgäu. *Mitt. Aus dem geol. Inst. der ETH und Uni. Zürich, Neue Folge*, 259a, 136.

Boström, K., 1973, The origin and fate of ferromanganese active ridge sediments: *Acta Univ. Stockholmiensis, Stockholm Contrib. Geol.*, 27, 149-243.

Blatt, H., Middleton, G. y Murray, R., 1980, *Origin of Sedimentary Rocks*. Prentice-Hall, 75-80.

Bradley, R. S., 2010, High-Resolution Paleoclimatology, In: M.K. Hughes, T.W. Swetnam and H.F. Díaz (eds), *Dendroclimatology: Progress and Prospects. Developments in Paleoenvironmental Research 11*: Springer, Berlin, 3-15.

Bralower, T. J., Cobabe, E., Clement, B., Sliter, W. V., Osburn, C. L., y Longoria, J., 1999, The record of global change in mid-Cretaceous (Barremian-Albian) sections from the Sierra Madre, Northeastern Mexico: *Journal of Foraminiferal Research*, 29, 418-437.

Brand, U., y Veizer, J., 1980, Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system 1. Trace elements: *Journal of Sedimentary Research*, 50, 4, 1219-1236.

Bulot, L.G., Thieuloy, J.P., Blanc, E. and Klein, J., 1992, Le cadre stratigraphique du

Valanginien supérieur et de l'Hauterivien du Sud-Est de la France: Définition des biochronozones et caractérisation de nouveaux biohorizons. *Géol. Alp.*, 68, 13-56.

Calvert, S. E., y Pedersen, T. F., 1993, Geochemistry of recent oxic and anoxic marine sediments: implications for the geological record: *Marine geology*, 113, 1, 67-88.

Carrasco-Velázquez, B. E., Martínez-Hernández, E., Ramírez-Arriaga, E., y Solé, V. J., 2008, Estratigrafía de la Formación Merztlán del Plioceno (estado de Hidalgo, Centro-Este de México): *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 60, 1, 83-99.

Chartrousse, A., y Masse, J. P., 1999, Lower Aptian Caprininae (rudist bivalves) of the New World: A taxonomic reappraisal: *Erlanger geologische Abhandlungen*, en Höfling, R.; Steuber, T. (eds.), Fifth International Congress on Rudist, 3, 17-18.

CONAGUA, 2009, Actualización de la disponibilidad media anual de agua subterránea. Acuífero (1910) campo Topo Chico, estado de Nuevo León: Publicada en el diario oficial de la federación, 9-10.

Conklin, J., and Moore, C., 1977, Paleoenvironmental analysis of the Lower Cretaceous Cupido Formation, northeast Mexico, in Bebout, D. G., and Loucks, R. G., (eds.), *Cretaceous carbonates of Texas and Mexico: University of Texas Bureau of Economic Geology Report of Investigations* 89, 302-323.

Cook, S. F., Brooks, S. T., y Ezra-Chon, H., 1961, The Process of Fossilization, *Southwestern Journal of Anthropology: University of New Mexico*, 17, 4, 355-364.

Delaney, M. L., Linn, L. J., Druffel, E. R. M., 1993, Seasonal cycles of manganese and cadmium



in corals from the Galapagos Island: *Geochimica Cosmochimica Acta* 57, 347-354.

Donovan, S. K., 1991, *The Processes of Fossilization*: Columbia University Press, 303.

Dunham, R. J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture *in* Ham, W. E., (ed.), *Classification of carbonate rocks a symposium*: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 1, 108-121.

Dupraz, C., Reid, R. P., Braissant, O., Decho, A. W., Norman, R. S., y Visscher, P. T., 2009, Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats: *Earth-Science Reviews*, 96, 3 , 141-162.

Efremov, J. A., 1940, Taphonomy: new branch of paleontology. *Pan-American Geologist*, 74: 81-93.

Eguiluz de Antuñano, S., 2008, *Secuencias Estratigráficas del Berriasiano-Aptiano en la Cuenca de Sabinas: su significado en el entendimiento de la evolución geológica del Noreste Mexicano*. 197 Levenshulme, Manchester, M19 2AE, U.K., 2-55.

Embry, A. F., and Klovan, J. E., 1971, A late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island Northwest Territories; *Bulletin of Canadian Petroleum Geologists*, v. 19, p. 730-781.

Fernández-López, S., 1984, *Nuevas Perspectivas de la Tafonomía Evolutiva: Tafosistemas y Asociaciones Conservadas*: *Estudios geol.*, 40, 215-224.

Fernández-López, S., 1985, Criterios elementales de reelaboración tafonómica en ammonites de la Cordillera Ibérica. *Acta Geológica Hispánica*, 19: 105-116.

Fernández-López, S., 1988, Bioestratigrafía y Biocronología: su desarrollo histórico: Curso de conferencias sobre Historia de la Paleontología (1987). Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Madrid. Historia de la Ciencia, Historia de la Paleontología: 185-215.

Fernández-López, S., 1991, Taphonomic concepts for a theoretical biochronology: Revista Española de Paleontología, 6, 1, 37-49.

Fernández- López, S. R., 1999, Tafonomía y fosilización. En: Tratado de Paleontología, tomo I (Ed. B. Meléndez, 1998). Consejo Superior de Investigación Científicas, Madrid: 51-107.

Filkorn, H., F., 2003, The Cretaceous corals of Mexico: occurrences and history of research. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 20, 1, 52-78.

Folk, R.L., 1965, Petrology of Sedimentary Rocks, Hemphill Publishing Company, 1-179.

Föllmi, K. B., 1989, Evolution of the mid-Cretaceous triad, in Bhattacharji, S., Friedman, G.M., Neugebauer, H. J., and Seilacher, A., (eds.), Lecture notes in earth sciences: Berlin, Springer-Verlag, 153.

Föllmi, K.B., Bodin, S., Godet, A., Linder, P. and van de Schootbrugge, B., 2007, Unlocking paleo-environmental information from Early Cretaceous shelf sediments in the Helvetic Alps: stratigraphy is the key! Swiss J. Geosci., 100, 349-369.

Föllmi, K. B., Weissert, H., Bisping, M., and Funk, H., 1994, Phosphogenesis, carbon-isotope stratigraphy, and carbonate-platform evolution along the Lower Cretaceous northern Tethyan margin: Geological Society of America Bulletin, 106, 729-746.

Florek, M., Youn, H. S., Ro, C.U., Wierzbowski, H., Osán, J., Kazimierczak, W., y Kuczumow, A., 2004, Investigation of chemical composition of belemnite rostra by synchrotron-based X-ray microfluorescence and diffraction and electron microprobe: *Journal of alloys and compounds*, 362, 1 , 99-106.

Flügel, E., 2004, *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application*: Germany, Springer-Verlag, 976.

Funk, H., Föllmi, K.B. and Mohr, H., 1993, Evolution of the Tithonian-Aptian carbonate platform along the Northern Tethyan margin, Eastern Helvetic Alps. In: *Cretaceous Carbonate Platforms* (Eds. T. Simo, R.W. Scott and J. P. Masse), AAPG Mem., 56, 387-407.

Futterer, E., 1978, Studien über die Einregelung, Anlagerung und Einbettung biogener Hartteile in Strömungskanal. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 156: 87-131.

Gaillard, C., 1983, Les biohermes Les biohermes à spongiaires et leur environnement dans l'Oxfordien du Jura meridional. *Documents des Laboratoires de Géologie Lyon*, 90,515.

García, G., 1971, Reconocimiento Geológico del Área General Cepeda, Coahuila y Concepción del Oro, Zacatecas: Informe Geológico NE-M-1182, Inédito.

García, P., Montellano, M., Quiroz, S. A., Sour, F., Ceballos, S., Chávez L., 1999, Paleobiología. Facultad de Ciencias, UNAM, 1, 63-80.

Goddard, E. N., Trask, P. D., De Ford, R. K., Rove, O. N., Singewald, J. T. y Overbeck, R. M., 1948. Rock-Color Chart. Geological Society of America, 8.

Goldhammer, R.K., 1999, Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico, in Bartolini, C., Wilson J., L., and Lawton, T., F., (eds.), Mesozoic sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper 340, 1-59.

Goldhammer, R. K., Dunn, P. A., Hardie, L. A., 1990, Depositional cycles, composite sea-level changes, cycle stacking patterns, and the hierarchy of stratigraphic forcing: Examples from Alpine Triassic platform carbonates: Geological Society of America Bulletin, 102, 535-562.

Goldhammer, R. K., Lehmann, P.J., Todd, R. G., Wilson, J. L., Ward, W. C., and Johnson, C. R., 1991, Sequence stratigraphy and cyclostratigraphy of the Mesozoic of the Sierra Madre Oriental, northeast Mexico, a field guidebook: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Gulf Coast Section, 84 .

Gothmann, A. M., Stolarski, J., Adkins, J. F., Schoene, B., Dennis, K. J., Schrag, D. P., Mazur, M., Bender, M. L., 2015, Fossil corals as an archive of secular variations in seawater chemistry since the Mesozoic. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 160, 188-208.

Gross, J. S., Thompson, S. A., Claxton, B. L., Carr, B. M., 1995, Reservoir Distribution and Exploration Potential of the Spiro Sandstone in the Choctaw Trend, Arkoma Basin, Oklahoma and Arkansas: AAPG Bulletin, 79, 159-184.

Grotzinger, J., Adams, E. W., Schröder, S., 2005, Microbial-metazoan reefs of the terminal Proterozoic Nama Group (c. 550-543 Ma), Namibia: *Geol. Mag.* 142, 4 , 1-19.

Guzzy-Arredondo, G. S., Murillo-Muñetón, G., Morán-Zenteno, D. J., Grajales-Nishimura, J. M., Martínez-Ibarra, R., y Schaaf, P., 2007, High-temperature dolomite in the Lower Cretaceous

Cupido Formation, Bustamante Canyon, northeast Mexico: petrologic, geochemical and microthermometric constraints: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24, 2, 131-149.

Handford, C. R. y Lucks, R.G., 1994, Carbonate depositional sequences and systems tracts-responses of carbonate platforms to relative sea-level changes, En: *Carbonate Sequence Stratigraphy*, Loucks, R.G. y Sarg, J.F. (eds.): American Association of Petroleum Geologists, Memoir 57, 3-41.

Harris, G. D., y Hodson, F., 1922, The Rudistids of Trinidad: *Palaeontographica Americana*, 1, 3, 119-162.

Haq, B. U., Hardenbol, J., and Vail, P. R., 1987, Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic: *Science*, 235, 1156-1166.

Hills, L. V., Nicholls, E. L., Núñez-Betelu, L. (Koldo) M., 1999, Hesperonis (Aves) from Ellesmere Island and palynological correlation of know Canadian localities: *Can. J. Earth Sci.* 36, 1583-1588.

Holmes-Farley, R., 2003, Aquarium Chemistry: Strontium and the Reef Aquarium: *Advanced Aquarist*, 2, 1-15.

Humphrey, W. E., 1949, Geology of Sierra de los Muertos area, Mexico (with descriptions of Aptian cephalopods from the La Peña Formation): *Geological Society of America Bulletin*, 60, 89-176.

Hunt, D. y Tucker, M.E., 1995, Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall-reply, *Sedimentary Geology*, 95, 147-160.

Imlay, R. W., 1936, Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico (Part IV), Geology of the western part of the Sierra de Parras, Coahuila Mexico: Geological Society of America Bulletin, 49, 1651-1694.

Imlay, R.W., 1944, Correlation of the Cretaceous formations of the Greater Antilles, Central America, and Mexico: Geol. Soc. America Bull., 55, 7, 1005-1046.

Imlay, R.W., 1937, Geology of the Middle Part of the Sierra de Parras, Coahuila, Mexico: Geological Society of America Bulletin, 48, 567-630.

Immenhauser, A., Hillgärtner, H. and Van Bentum, E., 2005, Microbial-foraminiferal episodes in the Early Aptian of the southern Tethyan margin: ecological significance and possible relation to oceanic anoxic event 1a. Sedimentology, 52, 77-99.

Johannesson, K. H., Hawkins Jr., D. L., Cortés, A., 2006, Do Archean chemical sediments record ancient sea water rare earth element patterns? Geochimica Cosmochim. Acta 70, 871-890.

Kasper-Zubillaga, J. J., Armstrong-Altrin, J. S., Rosales-Hoz, L., 2014, Geochemical study of coral skeletons from the Puerto Morelos Reef, southeastern Mexico: Estuarine, Coastal and Shelf Science 151, 78-87.

Kendall, C. G. St. C. y Schlager, W., 1981, Carbonates and relative changes in sea level: Marine Geology, 44, 181-212.

Kleist, R., Hall, S. A. and Evans, I., 1984, A paleomagnetic study of the Lower Cretaceous Cupido Limestone, northeast Mexico: Evidence for local rotation within the Sierra Madre Oriental: Geological Society of America Bulletin, 95, 373-391.



Lazar, O. R., 2003, The influence on sedimentary processes on element distribution in the Devonian New Albano Shale of the Illinois Basin: GSA. Abstracts with programs, 35, 6, 83.

Lauginiger, E., M., 1988, Cretaceous Fossils from the Chesapeake and Delaware Canal: Special Publication No. 18, 1-8.

Lehmann, C., Osleger, D. A., and Montañez, I.P., 1998, Controls on Ciclostratigraphy of Lower Cretaceous Carbonate and Evaporites, Cupido and Coahuila Platforms, Northeastern Mexico: Journal of Sedimentary Research, 68, 6, 1109-1130.

Lehmann, C., Osleger, D. A., Montañez I. P., 1999, Evolution of Cupido and Coahuila carbonate platforms, Early Cretaceous, northeastern Mexico: GSA Bulletin, 111, 7, 1010-1029.

Lehmann, C., Osleger, D. A., and Montañez, I. P., 2000, Sequence stratigraphy of Lower Cretaceous (Barremian-Albian) Carbonate Platforms of Northeastern Mexico: Regional and Global correlations: Journal of Sedimentary Research, 70, 2, 373-391.

Lewis, S. E., Shields, G. A., Kamber, B. S., Lough, J. M., 2007, A multi-trace element coral record of land-use changes in the Burderin River catchment, NE Austria: Palaeogeogr. Palaeoclimatol. 246, 471-487.

Li, Z. L., Yang, S. F., Chen, H. L., Langmuri, C. H., Yu, X., Lin, X. B., 2008, Chronology and geochemistry of Taxinan basalts from the Tarim Basin: Evidence for Permian plume magmatism. *Acta Petrologica Sinica*, 24, 959-970.

Lillo, B. J., 1995, Ideas de los alumnos y obstáculos epistemológicos en la construcción de los conceptos fósil y fosilización: Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, (3.3), 149-153.

Linn, L. J., Delaney, M. L., Drufferl, E. R. M., 1990, Trace metals in contemporary and seventeenth-century Galapagos coral: records of seasonal and annual variations. *Geochimica Cosmochin. Acta* 54, 387-394.

López, M. N., 1989, Tendencias en Paleobiogeografía. El futuro de la biogeografía del pasado. En Aguirre, E. *Paleontología. Nuevas tendencias* 10. Madrid: Consejo Superior de Investigaciones Científicas. 271-296.

López, Z. P. A., 2013, Microfacies y paleoambientes de dos secciones estratigráficas del Barremiano-Aptiano (Cretácico Inferior) en Nuevo León, México: Universidad Autónoma de México, México D.F., Tesis de Maestría, 133.

März, C., 2007, Inorganic geochemical redox proxies-Indicators for rapid paleoenvironmental and related diagenetic processes in recent and ancient marine sediments: Faculty of Geosciences at Bremen University, Germany, Doctoral in Natural Sciences, 1-127.

Marrett, R., Wilson, J. L., Ward, W. C., 1999, Stratigraphy and structure of Jurassic and Cretaceous rocks of the Sierra Madre Oriental, northeastern Mexico, *in* Wilson, J. L., Ward, W. C., Marrett, R. A. (eds.), *Stratigraphy and Structure of the Jurassic and Cretaceous Platform and Basin Systems of the Sierra Madre Oriental, Monterrey and Saltillo Areas, Northeastern Mexico, A Field Book and Related Papers*: San Antonio, South Texas Geological Society, 5-68.

Martínez-Reyes, J., 1989, Interpretación estructural del Frente de la Napa de Parras en el área de Viesca, Estado de Coahuila: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 8, 2, 123-133.

McArthur, J. M., Doyle, P., Leng, M. J., Reeves, K., Williams, C. T., Garcia-Sanchez, R., y Howarth, R. J., 2007, Testing paleo-environmental proxies in Jurassic belemnites: Mg/Ca, Sr/Ca,

Na/Ca,  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$ : Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 252, 3, 464-480.

McCulloch, M., Fallon, S., Wyndham, T., Hendy, E., Lough, J., Barnes, D., 2003, Coral record of increased sediment flux to the inner Great Barrier Reef since European settlement: Nature 421, 727-730.

Melgarejo, J. C., Proenza, J. A., Galí, S., Llovet, X., 2010, Técnicas de caracterización mineral y su aplicación en exploración y explotación minera. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 62, 1, 1-23.

Milliken, K.L., 2003, Diagenesis In: Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks (Ed. Middleton, G. V.): Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 214-219.

Mitsuguchi, T., Uchida, T., and Matsumoto, E., 2010, Na/Ca variability in coral skeletons: Geochemical Journal, 44, 261-273.

Molina, E., 2004, Micropaleontología: Prensas Universitarias de Zaragoza, 2ª edición, 704.

Molina, G. R., 2014, Vida en el pasado. Centro de Geociencias, UNAM, 1-15.

Moreno-Bedmar, J. A., Company, M., Sandoval, J., Tavera, J. M., Bover-Arnal, T., Salas, R., Delanoy, G., Maurrasse, F. J.-M.R. and Martinez, R., 2012, Lower Aptian ammonite and carbon isotope stratigraphy in the eastern Prebetic domain (Betic Cordillera, southeastern Spain).- Geologica Acta, Barcelona, 10, 4, 333-350.

Moreno-Beramar, J.A., and Delanoy, G., 2013, About the generic attribution of *Megatyloceras casei* Humphrey, 1949 (Ammonoidea, Ancyloceratina), from the Aptian of Mexico. Carnets Géol.,

Madrid, Letter 2013/06 (CG2013\_L06), 315-323.

Moore, C. H., 2001, Carbonate Reservoirs. Porosity Evolution and Diagenesis in Sequence Stratigraphy Framework. Developments in Sedimentology: Elsevier, Amsterdam, 444.

Müller, A. H., 1979, Fossilization (Taphonomy). En: R. A. ROBINSON & C. TEICHERT (Eds.). Treatise on Invertebrate Paleontology, Part A, Introduction. Geological Society of America. University of Kansas Press, Boulder, Colorado: 2-78.

Murillo-Muñetón, G., and Dorobek, L. S., 2003, Controls on the Evolution of Carbonate Mud Mounds in the Lower Cretaceous Cupido Formation, Northeastern Mexico: Journal of Sedimentary Research, 73, 6, 869-886.

Mutti, M. y Hallock, P., 2003, Carbonate systems along nutrient and temperature gradients: some sedimentological and geochemical constraints. Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.), 92, 465-475.

Nacarico, M. C., 2011, El conocimiento de las poblaciones del pasado a través de los restos óseos: Análisis paleohistológico sobre huesos largos arqueológicos: Universidad Autónoma de Madrid Facultad de Ciencias. 2-27.

Nichols, G., 2009, Sedimentology and Stratigraphy: John Wiley & Sons, Ltd, Publication, 2, 279-284.

Núñez-Useche, F., 2011, Análisis de Microfacies y Dinámica Paleoambiental del Lapso Barremiano-Albiano en el este del estado de Durango: Universidad Nacional Autónoma de México, México D.F., Tesis de Maestría, 143.

Núñez-Useche, F. y Barragán-Manzo, R., 2012, Microfacies analysis and paleoenvironmental dynamic of the Barremian-Albian interval in Sierra del Rosario, eastern Durango state, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29, 1, 204-218.

Núñez-Useche, F., Barragán, R., Moreno-Bedmar, J. A., Canet, C., 2015, Geochemical and paleoenvironmental record of the early to early late Aptian major episodes of accelerated change: Evidence from Sierra del Rosario, Northeast Mexico: *Sedimentary Geology* 324, 47-66.

Oekentorp, K., 1972, Sekundärsturen bei paläozoischen Madreporaria: Münster: *Forsch. Geol. Paläont.*, 24, 35-108.

Olson, E. C., 1980, Taphonomy: Its history and role in community evolution. In *Fossils in the Making*, ed. A. K. Behrensmeyer and A. Hill: Univ. Chicago Press. 5-19.

Pantoja-Alor, J., 1963, A geological reconnaissance of the San Pedro del Gallo Area, Durango Mexico: Arizona, U.S.A., The University of Arizona, tesis de maestría, 151.

Pardo, A., 1996, Fósiles y fosilización procesos y resultados de la larga historia subterránea: *Bo.SEA*, 16, *PaleoEntomología*: 31-42.

Pardos, F., 2009, La teoría de la Evolución de las especies, Charles Darwin y Alfred Russel Wallace: Editorial Crítica, S. L., Barcelona, 2, 416.

Peybernes, B., 1979, Les algues de Jurassique et du Cretace inferieur des Pyreness Franco-Espanoles, interet biostratigraphique et paleoecologique: *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Arquitaine*, 3, 733-741.

Pingitore, N. E., 1976, Vadose and phreatic diagenesis: Processes, products and their recognition in corals. *J. Sediment. Petrol.* 46, 985-1006.

Pfretzschner, HU., 2004, Fossilization of Harvesian bone in aquatic environments. *Comptes Rendus Palevol*; 3, 6, 605-616.

Ratitsh, G., Melcher, F., Meisel, T., Rainer, T., 2003, Rare earth, major and trace elements in Jurassic manganese shales of the Northern Calcareous Alps: hydrothermal versus hydrogenous origin of stratiform manganese deposits. *Mineralogy and Petrology*, 77, 109-127.

Readman, J. W., Tolosa, I., Law, A. T., Bartoccci, J., Azemard, S., Hamilton, T. Mee, L. D., Wagener, A., Le Tissier, M., Roberts, C., Downing, N., Price, A. R. G., 1996, Discrete bands of petroleum hydrocarbons and molecular organic markers identified within massive coral skeletons. *Mar. Pollut. Bull.* 32, 437-443.

Reboulet, S., Szives, O., Aguirre-Urreta, M. B., Barragán, R., Company, M., Idakieva, V., Ivanov, M., Kakabadze, M., Moreno-Bedmar, J.A., Sandoval, J., Baraboshikin, E.J., ÇAĞLAR, M. K., Fözy, I., González-Arreola, C., Kenjo, S., Lukeneder, A., Raisossadat, S.N., Rawson, P.F. and Tavera, J.M., 2014, Report on the 5th International Meeting of IUGS Lower Cretaceous Working Group, the "Killian Goup" (Ankara, Turkey, 31st August 2013).-*Cretaceous Research*, 50, 126-137.

Reineck, H.E., 1963, Sedimentgefüge im Bereich der südlichen Nordsee. *Abhandlungen der senckenbergische naturforschende Gesellschaft*, 505, 1-138.

Renard, F. y Dysthe, D., 2003, Pressure solution. In: *Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks* (Ed. Middleton, G. V.) Kluwer Academic Publishers, Dordrecht; 542-543.



Römer, F., 1852, Die Kreidebildungen von Texas und ihre Organischen Einschlüsse, mit einem die Beschreibung von Versteinerungen aus palaeozoischen und Tertiären Schichten Enthaltenden Anhang, und mit 11 von C. Hohe Nach der Natur auf Stein Gezeichneten Tafeln. Adolf Marcus, 100.

Ross, D. J. y Skelton, P. M., 1993, Rudist formations of the Cretaceous: a paleoecological, sedimentological and stratigraphical review. *Sedimentology Review*, 1, 73-91.

Rudwick, M. J. S., 1976, El significado de los fósiles. Episodios de la Historia de la Paleontología. Hermann Blume. Col. Ciencias de la Naturaleza. 347.

Schenk, K., 1992, Die Drusberg- and Schrattenkalk-Formation (Unterkreide) im Helvetikum des Berner Oberlandes. Unpublished Ph.D. thesis, Geological Institute, University of Berne, 169 pp.

Schlanger, S. O., Jenkys, H. C., 1976, Cretaceous Oceanic Anoxic Events: Causes and Consequences. *Geologie en Mijnbouw*, 55, 3-4, 179-184.

Schopf, J.M., 1975, Modes of Fossil Preservation: Review of Paleobotany and Palynology, 20, 27-53.

Selviu, D. B., Wilson, J. L., 1985, Lithostratigraphy and algal-foraminiferal biostratigraphy of the Cupido Formation, Lower Cretaceous, northeast Mexico, *in* Perkins, B. F., Martin, G. B. (eds.), *Habitat of Oil and Gas in the Gulf Coast: Fourth Annual Research Conference, Proceedings: Austin, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Foundation, Gulf Coast Section*, 285-311.

Scholle, P. A. y Ulmer-Scholle, D., 2003, Cements and cementation. In: *Encyclopedia of*

Sediments and Sedimentary Rocks (Ed. Middleton, G. V.). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht; 110-119.

Schölle, P. A., 1978, A Color Illustrated Guide to Carbonate Rock Constituents, Textures, Cements and Porosities. Memoir 27, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa.

Sorauf, J. E., 1999, Skeletal microstructure, geochemistry, and organic remnants in Cretaceous scleractinian corals: Santonian Gosau Beds of Gosau, Austria: Journal of Paleontology, 1029-1041.

Stolarski, J., Meibom, A., Przenioso, R., y Mazur, M., 2007, A Cretaceous scleractinian coral with a calcitic skeleton. *Science*, 318, 92-94.

Tarbuck, E. J., Lutgens, F. K., 2005, Ciencias de la tierra: una introducción a la geología física. Pearson Educación, 712.

Taylor, S. R., y McLennan, S. M., 1985, The Continental Crust: Its Composition and Evolution Blackwell Scientific Publications, Londres, 312.

Tinker, S. W., 1982, Lithostratigraphy and Biostratigraphy of the Aptian La Peña Formation, northeast Mexico and south Texas, and depositional setting of the Aptian-Pearsall-La Peña Formations, Texas subsurface and northeast Mexico: Why is there not another Fairway Field?, (M.S. thesis): Ann Arbor, Michigan, USA, University of Michigan, 80.

Toledo, M. J., 2011, El legado Lujanense de Amechino: revisión estratigráfica de los depósitos Pleistocenos-Holocenos del Valle del Río Luján en su sección tipo. Registro paleoclimático en la

Pampa de los estadios *OIS* 4 al *OIS* 1: Revista de la Asociación Geológica Argentina 68, 1, 121-167.

Torres de la Cruz, F. D. J., 2011, Caracterización del Arrecife Cupido en Puerto México, Nuevo León: Facultad de Ciencias de la Tierra, Linares, Nuevo León, México, Universidad Autónoma de Nuevo León. Ingeniero Geólogo Ambiental. 122.

Torres de la Cruz, F. D. J., 2014, Microbialitas de la Formación Cupido en el Noreste de México: Facultad de Ciencias de la Tierra, Linares, Nuevo León, México, Universidad Autónoma de Nuevo León. Maestría en Ciencias de la Tierra. 133.

Trejo, M., 1975, Zonificación del límite Aptiano-Albiano de México: Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, 7, 6-29.

Tucker, M. E., Wright, V. P., 1990, Carbonate Sedimentology. Blackwell Science Ltd, a Blackwell Publishing company, 419.

Tuker, M. E., 1994, The fields description of sedimentary rocks. Wiley. London, 419.

Vail, P. R., Mitchum, M.Jr., Todd, R.G., Widmier, J.M., Thompson, S., Sangree, J.B., Bubba, J. N. y Hatlelid, W. G., 1977, Seismic stratigraphy and global changes of the sea level, En: Seismic stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration, Payton, C. E., (ed.): American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26, 49-212.

Van Kranendonk, M. J., Webb, G. E., y Kamber, B. S., 2003, Geological and trace element evidence for a marine sedimentary environment of deposition and biogenicity of 3.45 Ga stromatolitic carbonates in the Pilbara Craton, and support for a reducing Archaean ocean. Geobiology, 1, 2, 91-108.

Vokes, H. E., 1963, Geology of the Cañon de la Huasteca area in the Sierra Madre Oriental, Nuevo Leon, Mexico: Tulane Studies in Geology, 1, 4, 126-148.

Weisset, H., Lini, A., Föllmi, K.B. and Kuhn, O., 1998, Correlation of Early Cretaceous carbon isotope stratigraphy and platform drowning events: a possible link? *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 137, 189-203.

Wierzbowski, H., y Joachimski, M. M., 2009, Stable isotopes, elemental distribution and growth rings of belemnopsid belemnite rostra: proxies for belemnite life habitat: *Palaaios*, 24, 6, 377-386.

Wilson, L. E., Chin, K., Cumbaa, S., and Dyke, G., 2011, A high latitude hesperornithiform (Aves) from Devon Island: palaeobiogeography and size distribution of North American hesperornithiforms: *Journal of Systematic Palaeontology*, 9, 1, 9-23.

Wilson, J. L., Ward, W. C., Finneran, J. M., 1984, A Field Guide to Upper Jurassic and Lower Cretaceous Carbonate Platform and Basin Systems, Monterrey-Salttillo Area, Northeast Mexico: Austin, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Foundation, Gulf Coast Section, 76.

Wilson, J. L., Piali, G., 1977, A lower Cretaceous shelf margin in northern Mexico, *in* Bebout, D. G., Loucks, R. G. (eds.), *Cretaceous Carbonates of Texas and Mexico: Applications to Subsurface Exploration*: University of Texas, Bureau of Economic Geology, Report of Investigations, 89, 286-294.

Wilson, J. L., Selvi, D. B., 1984, Early Cretaceous in the Monterrey-Salttillo area of northern Mexico, *in* Wilson, J. L., Ward, W. C., Finneran, J. M. (eds.), *A Field Guide to Upper Jurassic and*

Lower Cretaceous Carbonate Platform and Basin Systems, Monterrey-Salttillo Area, Northeast Mexico: Austin, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Foundation, Gulf Coast Section, 28-42.

Wilson, J. L., and Ward, W. C., 1993, Early Cretaceous carbonate platforms of northeastern and east-central Mexico, *in* Simo, J. A., Scott, R.W., and Masse, J.P., (eds.), Cretaceous carbonate platforms: American Association of Petroleum Geologists Memoir 56, 35-49.

Wilson, J. L., 1975, Carbonate facies in geologic history: New York, Springer Verlag, 471.

Wilson, J.L., 1990, Basement structural controls on Mesozoic carbonate facies in northeastern Mexico: A review, in Tucker, M.E., Wilson, J. L., Crevello, P. D., Sarg, J. R., and Read, J. F., (eds.), Carbonate platforms, facies, sequences and evolution: International Association of Sedimentologists Special Publication, 9, 235-255.

Wissler, L., Funk, H. and Weissert, H., 2003, Response of Early Cretaceous carbonate platforms to changes in atmospheric carbon dioxide levels. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 200, 187-205.

Wood, R. A., Grotzinger, J. P., Dickson, J.A., 2002, Proterozoic Modular Biomineralized Metazoan from the Nama Group, Namibia: *Science*, 296, 2385.

Wyndham, T., McCulloch, M., Fallon, S., Alibert, C., 2004, High resolution coral records of rare earth elements in coastal sea water: biogeochemical cycling and new environmental proxy. *Geochimica Cosmochimica Acta* 68, 2067-2080.

Zhong, S., y Mucci, A., 1989, Calcite and aragonite precipitation from seawater solutions of

various salinities: Precipitation rates and overgrowth compositions: Chemical Geology, 78, 3, 283-299.

Zwanzinger, J. A., 1978, Geología Regional del Sistema Sedimentario Cupido: Boletín de la Asociación de Geólogos Petroleros, 30, 1-2, 1-55.